Studien
zur
Morphologie der Vorderpfalz.

Von

Albert Attensperger,

Kgl. Reallehrer.

Von der
Königlichen Technischen Hochschule in München
zur Erlangung der Würde eines
Doktors der technischen Wissenschaften genehmigte Dissertation.

Referent: **Herr Professor Dr. Siegmund Günther.**
Korreferent: **Herr Professor Dr. Graf Richard Du Moulin-Eckart.**

Kronach.
Buchdruckerei von Caspar Heim.
1908.

Studien

zur

Morphologie der Vorderpfalz.

Von

Albert Attensperger,

Kgl. Reallehrer.

Von der

Königlichen Technischen Hochschule in München

zur Erlangung der Würde eines

Doktors der technischen Wissenschaften genehmigte Dissertation.

Referent: Herr Professor Dr. Siegmund Günther.

Korreferent: Herr Professor Dr. Graf Richard Du Moulin-Eckart.

Kronach.

Buchdruckerei von Caspar Heim.

1908.

Einleitung.

Durch die Stürme der großen französischen Revolution und der Napoleonischen Zeit war die alte Pfalzgrafschaft am Rhein, einst das schönste und vornehmste Kurfürstentum im Reiche, in Trümmer zerfallen. Auch durch die staatsmännischen Unterhandlungen der Jahre 1815 und 16 blieb sie aus der Reihe der deutschen Fürstentümer gestrichen.[1] Bayern erhielt als „Rheinkreis" nur einen Teil der linksrheinischen Pfalz, dazu die herzoglich zweibrückischen Lande, aber verbunden mit einem Gemisch von ehemals speyerischen, badischen, hessischen, nassauischen und mainzischen Gebietsteilen, wozu noch die Besitzungen zahlreicher kleinerer Reichsstände kamen.[2] Die übrigen Teile der Kurpfalz fielen an Baden, Hessen und Preußen. Der bayerische Rheinkreis war also nach seiner geschichtlichen Vergangenheit ein Gebietsgemenge, wohl mit einem Regierungssitz, jedoch ohne eigentliche Hauptstadt, von dem verschiedene Teile, wie W. H. Riehl bemerkt,[3] sogar nach den pfälzischen Nachbarstaaten gravitierten. Gleichwohl gereichte es den Pfälzern zur großen Befriedigung,[4] daß bei der an die territoriale Entwicklung anknüpfenden Neueinteilung und Neubenennung der bayerischen Kreise durch König Ludwig I. (am 29. November 1837) der bisherige Rheinkreis den althistorischen Namen Pfalz erhielt. Allmählich hat auch die lange Zugehörigkeit zu e i n e m Staate und zu e i n e m verwaltungstechnischen Gebiete sowie die moderne, stark nivellierende Zeit mit ihren Verkehrsmitteln und sonstigen wirtschaftlichen Verknüpfungen die einzelnen Teile der Pfalz zusammengeschweißt, die Gegensätze verwischt und ausgeglichen.

---

[1] vgl. Koch-Wille, Regesten der Pfalzgrafen am Rhein, pag. V.

[2] vgl. Rau-Ritter, Historische Karte der Rheinpfalz nach dem politischen Territorial-Bestande i. J. 1792. Neustadt a. H. 1874.

[3] Die Pfälzer. Ein rheinisches Volksbild, S. 4.

[4] August Becker, Die Pfalz und die Pfälzer, S. 297.

Ein anderer Gegensatz jedoch muß — gewiß nicht zum Nachteile für die Pfalz — bestehen bleiben, weil ihn die Natur geschaffen hat: der reizvolle Wechsel der pfälzischen Landschaft, der in dem scharf ausgeprägten Individualismus der ebenen Vorderpfalz, der gebirgigen Haardt und des hügeligen Westrichs begründet ist.

Mit dem pfälzischen Anteil an der Rheinebene und seiner westlichen Gebirgsbegrenzung beschäftigen sich nun die folgenden Abschnitte.

Die Vorderpfalz gliedert sich nach ihrer örtlichen Beschaffenheit in den Ostabhang des Haardtgebirges und in den pfälzischen Anteil an der oberrheinischen Tiefebene. Beide Teile gehören nach ihrer Entstehung und allmählichen Umbildung wie auch nach ihren heutigen natürlichen und wirtschaftlichen Verhältnissen untrennbar zusammen; sie hängen von einander ab und sind daher auf einander angewiesen.

I. Die Haardt.

Das Haardtgebirge ist die nördliche Fortsetzung und zugleich der nördliche Ausläufer der Vogesen. Es bildet insbesondere die Fortsetzung der nördlichen, niederen oder Sandstein-Vogesen, welche von den südlichen, hohen oder Granit-Vogesen durch die Zaberner Senke getrennt sind. Der Zusammenhang der Haardt mit jenen niederen Vogesen ist so vollständig, daß jede Grenzbestimmung zwischen den beiden Gebirgen ziemlich willkürlich bleibt; dennoch soll sie versucht werden.

1. Die Wieslauter, als Scheidelinie zwischen Vogesen und Haardt angenommen, würde, da sie zugleich Grenzfluß zwischen der Pfalz und dem Elsaß ist, der Haardt zu der topographischen auch eine politische Abgeschlossenheit geben. Aber das Gebirge zwischen Wieslauter und Queich wird von den Einheimischen ebenso oft oder sogar öfter als Vogesen wie als Haardt bezeichnet.

2.[1]) Nördlich der Queich kommt der Name Vogesen nicht mehr vor; zugleich trennt dieser Fluß den durch seine mannigfachen

[1]) In älteren Urkunden findet sich für Neustadt a. H. allerdings die Bezeichnung Neustadt auf dem Wasigen. Vgl. J. G. Widder, Versuch einer vollständigen geographisch-historischen Beschreibung der Kurfürstl. Pfalz am Rheine. 4 Tle. Frankf. und Lpz. 1786/88. 2. Tl., S. 237. — Im weitesten Umfange finden wir die Vogesen bei J. Ph. Crollius aufgefaßt, welcher alles

Verwitterungsgebilde geologisch und landschaftlich besonders hervorragenden südlichen Teil des Gebirges („Pfälzische Schweiz“) von dem in dieser Hinsicht einförmigeren nördlichen Teil. Auch läßt der Unterschied in den Felsgebilden sowie das Vorhandensein einer größeren Anzahl von selbständigen Berggestalten im Süden auf eine verschiedenartige Gesteinsbeschaffenheit schließen und die Haardt zerfiele von der Queichgrenze an in drei ziemlich gleich große Abschnitte. Allein auch hier gilt das oben von der volkstümlichen Gebirgsbenennung Gesagte.

3. Manche Geologen lassen bereits die Zaberner Senke als Haardtgrenze gelten. Denn die Zaberner Senke schneidet in den Urgebirgskern des Gebirges ein und von hier an hat der triadische Buntsandstein entschieden die Vorherrschaft. Wenn zudem noch die Annahme Gümbels[1]) begründet ist, daß jene Senke schon in der Triaszeit vorhanden war und daß sie damals, zusammen mit der Kraichgauer Senke, eine Transversalspalte schräg über die *spätere* Rheinebene hin bildete — eine Verwerfung, durch welche das von Osten her durch die Kraichgauer Senke vordringende (schwäbische) Muschelkalkmeer mit dem Muschelkalkmeer von Luneville in Verbindung stand —, so hat man es hier mit einer alten, seit der mesozoischen Zeit vorhandenen tektonischen Bildung zu tun. Allein der Vermutung Gümbels stehen die Ansichten von Lepsius[2]) und Honsell[3]) gegenüber, wonach die Entstehung der beiden Querbrüche in die Tertiärzeit zu verlegen und mit der Bildung der rheinischen Grabenversenkung und der wohl gleichzeitig erfolgten Hebung der beiden Horste in Zusammenhang zu bringen ist. Doch läßt gerade Lepsius die Zaberner Senke als Haardtgrenze gelten.

Da die Bestimmung der Südgrenze der Haardt mit Schwierigkeiten verbunden und daher schwankend ist, so schließt man sich zunächst wohl am besten der gegenwärtig vorherrschenden Meinung an, wonach die Wieslauter als Grenze zu betrachten ist. Auch die Nordgrenze der Haardt ist nicht viel bestimmter, doch liegen hier

Bergland von dem Plateau von Langres an zwischen der obersten Maas und der mittleren und unteren Mosel einerseits sowie dem Rhein anderseits als Wasgau betrachtet. Vgl. G. Ch. Johannis Kalenderarbeiten, die Geschichte des Herzogtums Zweibrücken betreffend, nebst Fortsetzung von J. Ph. Crollius. Zweibr. 1825, S. 269 f. — Aehnlich in dessen Oratio de Anvilla, Zweibr. 1767. — Vgl. auch G. Chr. Crollius (Sohn des vorigen): Geschichte des Fürstentums Zweibrücken. Handschr. der Kgl. Gymnasialbibl. zu Zweibr., S. 9 ff. — Ferner J. Ph. Crollius Origines Bipontinae, Pars I., Zweibr. 1761, S. 22, Anm.

1) Geologie von Bayern, 2. Bd., S. 906. — Bavaria IV 2, S. 11 f.

2) Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge, S. 90.

3) Der Rheinstrom und seine wichtigsten Nebenflüsse, S. 37.

die in Betracht kommenden Täler — das des Eckbachs, der Eis und der Pfrimm — nahe bei einander.

Der Name Haardt (richtiger Hart) bedeutet soviel als Wald, Bergwald, waldiges Gebirge und ist, wie schon bemerkt, in seiner Ausdehnung noch heute nicht scharf abgegrenzt. Früher erstreckte er sich über einen viel kleineren Teil des Gebirges, nämlich ungefähr über den Abschnitt zwischen Neustadt und Dürkheim, und griff dann, wie das auch anderwärts bei Gebirgs-, Gewässer- und Ländernamen stattgefunden hat, allmählich weiter um sich.

Gewöhnlich teilt man das Haardtgebirge in drei Partien ein, indem man eine obere (von Weißenburg bis Neustadt), mittlere (von Neustadt bis Dürkheim) und untere (von Dürkheim bis etwa Grünstadt) Haardt unterscheidet.

Zeigt sich der enge orographische Zusammenhang der Haardt und der Vogesen schon in der Schwierigkeit einer Grenzbestimmung zwischen beiden Gebirgen, so bekundet er sich noch weiter in der äußeren Struktur und in der geologischen Zusammensetzung des Gesamtgebirges. Der ganze Gebirgszug nimmt von Süden nach Norden[1]) stetig an Höhe ab;[2]) seinen Steilabfall hat er durchgehends nach Osten, gegen die Rheinebene hin, während er sich nach Westen allmählich über die lothringisch-pfälzische Muschelkalkplatte in das lothringische Keuper- und Juragebiet (Lias) absenkt. Das ganze Gebirge ist durch eine große Grabenversenkung im Osten betroffen worden und hat gleichzeitig an einem Schollenbruch nach Westen hin teilgenommen. Das Urgestein, das in den südlichen Vogesen weitaus die Hauptmasse des Gebirges ausmacht, zieht sich auch als Grundstock auch durch die Sandsteinvogesen und die Haardt hindurch, wobei sich der Granitkern wie der Gebirgsrücken von Süden nach Norden immer mehr verflacht und in den beiden letztgenannten Gebirgsabschnitten von einer mächtigen triadischen Buntsandsteindecke überlagert wird.

Die Haardt ist also ihrer Hauptmasse nach ein Buntsandsteingebirge, dessen Innerstes aber aus Gneis und namentlich aus Granit besteht, welche nach ihrer Bildung durch tektonische Kräfte gefaltet wurden. Der Gneis ist am großartigsten im Queichtale bei Albersweiler in bedeutenden Steinbrüchen, der Granit am Ostfuße der Haardt zwischen Gleisweiler und Edenkoben erschlossen. Die Bildung dieser Schichten setzt die Existenz einer Grund- oder Fundamentalformation voraus, der ersten und untersten Erstarrungskruste der Erde, welche aber hier ebensowenig wie anderswo der Beobachtung zugänglich ist.

1) Genauer ausgedrückt streicht das Gebirge von SSW. nach NNO.

2) Abgesehen von der merkwürdigen Bruchzone bei Zabern.

Gegenüber den archäischen Gesteinen sind die paläozoischen Vorkommen (Rotliegendes, Porphyr, Melaphyr) nur gering und, wie Gneis und Granit, auf den Ostrand beschränkt, während sie in der westlichen Hinterpfalz gebirgsbildend auftreten. Immerhin waren mit der Faltung des Urgebirges Ausbrüche paläozoischer Massen verbunden.

In der mesozoischen Zeit war dann das Haardtgebirge wie auch die Vogesen, der Oden- und Schwarzwald, überhaupt ein großer Teil Mitteleuropas, vom Meere bedeckt, das namentlich Buntsandstein in großer Mächtigkeit, aber auch Muschelkalk, Keuper und Lias ablagerte. Als westliche Grenze des Triasmeeres für die Pfalz hat Leppla[1]) die karbonischen und postkarbonischen Schichten des Saarbrückisch-Pfälzischen Kohlengebirges festgestellt. Diese Schichten waren vor den Ablagerungen des Triasmeeres bereits aufgerichtet und ihnen entlang verläuft die Grenze des Buntsandsteins. So war also hier das Ufer des Triasmeeres ziemlich nahe an der heutigen Nordwestgrenze der Pfalz gelegen. Der Umstand, daß die auf den Buntsandstein folgenden triadischen Ablagerungen des Muschelkalks und Keupers und fernerhin die jurassischen Schichten in der Haardt nur mehr in geringen Spuren — wiederum am Ostrande — gefunden werden, ist verschieden gedeutet worden. Man hat daraus einerseits auf ein allmähliches Zurückweichen des Trias- und Jurameeres geschlossen, so daß also nicht die ganze Haardt von den auf den Buntsandstein folgenden jüngeren triadischen Ablagerungen und den posttriadischen Juraschichten bedeckt gewesen wäre. Anderseits ist das geringe Vorkommen dieser Bildungen als eine Folge der tektonischen Schichtstörungen, welche mit der Ausbildung der Haardt zu einem Horste verbunden waren, betrachtet worden. Endlich hat man es als eine Folge der zerstörenden Kräfte der Verwitterung, Erosion, Denudation und Ablation bezeichnet. Im ersten Falle wären die hier in Frage kommenden Schichten in der Haardt oder wenigstens in einem Teile derselben nie vorhanden gewesen, im zweiten und dritten Falle hätten sie zwar existiert, wären aber in der Oligozaenzeit, bezw. seit der Kreide- und namentlich seit der Tertiärzeit aus ihrer ursprünglichen Lage beseitigt worden. Penk[2]) nimmt aufs entschiedenste Erosion, Denudation und Dislokation als Ursachen des Fehlens der genannten Schichten an und trifft damit wohl das Richtige. In der kretazischen Periode war unser Gebiet meerfrei

[1]) Die westpfälzische Moorniederung (das Gebrüch) und das Diluvium. Sitzungsberichte der K. B. Akademie der Wissenschaften zu München. Jahrg. 1886, S. 154 f. — E. Küster (die deutschen Buntsandsteingebiete. Ihre Oberflächengestaltung und anthropogeographischen Verhältnisse) gibt die Grenzen für das ganze mitteleuropäische Buntsandsteinmeer an, S. 175—178.

[2]) Das Deutsche Reich, S. 233—235.

und bildete eine große Insel im Kreidemeer; denn von Ablagerungen dieses Gewässers sind nicht einmal Spuren vorhanden. Das Gleiche war im großen und ganzen auch in der ältesten Tertiär-, der Eozaenzeit, der Fall. Nur mit einer schmalen Bucht reichte das eozaene Süßwassermeer von Süden her in das Gebiet der heutigen Rheinebene, das damals noch eine Plateaulandschaft war, herein. Dagegen trat dann in der oligozaen-tertiären Epoche die Grabenversenkung der Rheinebene ein und gleichzeitig mit ihr erfolgte eine Senkung, bezw. ein Abbruch der Muschelkalk-, Keuper- und Liasplatten im Westen des Gebirges, wodurch die Haardt (mit den Vogesen) als Horst stehen blieb. Das Gleiche war beim Schwarzwald und Odenwald der Fall durch den Abbruch des schwäbisch-fränkischen Beckens.

Man könnte nun im Zweifel sein, ob nicht vielleicht die oben als abgebrochen bezeichneten Gebiete ihre ursprüngliche Lage beibehalten haben und statt ihrer die beiden Horste westlich und östlich der Rheinebene eine vertikale Bewegung von unten nach oben gemacht hätten, wodurch mit Bezug auf die benachbarten Gebiete dieselben Verhältnisse zustande gekommen wären wie durch Abbruch der letzteren. Zur Lösung dieser Frage haben verschiedene Geologen für unser Gebiet, besonders auch Leppla,[1]) ein kompliziertes Netz von tektonischen Verwerfungen in den Randgebirgen der Rheinebene studiert und sind zu dem Ergebnis gekommen, daß man es hier mit stehen gebliebenen Horsten zu tun hat. Doch dürfte zugleich eine Hebung der Gebirge, wenn auch nur als sekundäre Erscheinung, in Betracht kommen. —

Der triadische Buntsandstein macht weitaus die Hauptmasse der Haardt aus, auch am Ostrande. Er besteht hauptsächlich aus Quarzkörnchen (90%) und Bindemitteln. Seine Zusammensetzung ist im Gegensatze zu der der übrigen mitteldeutschen Buntsandsteine ziemlich gleichförmig; es wechselt fast nur die Größe der Quarzkörner und der Gehalt an Bindemitteln. Aber schon dies im Zusammenhang mit einigen anderen Umständen bringt eine Mannigfaltigkeit der Erscheinung in die Einförmigkeit der Zusammensetzung. Der Haardtsandstein ist fein-, mittel- und grobkörnig, je nach der Quantität des — kieseligen oder eisenoxydischen — Bindemittels härter oder weicher und demnach der chemischen und physikalischen Verwitterung sowie der mechanischen Zerreibung mehr oder weniger zugänglich, bald rein, bald mit Geröllen gemengt, mitunter in wahre Konglomerate übergehend, unge-

---

[1]) Ueber den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Westriches. Jahrb. der Kgl. Preuß. geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1892, S. 23—90.

schichtet und geschichtet, im letzteren Falle dick- und dünngeschichtet (bis zur Plattenform und Schieferung), dick- und dünnbankig. Selten ist der Haardtsandstein gefaltet, so selten, daß Leppla[1]) gefalteten Buntsandstein nordwestlich von Deidesheim als besondere Merkwürdigkeit hervorhebt. Auch enthält er sehr wenig Versteinerungen und ist wie alle Buntsandsteine mangels wasserundurchlässiger Schichten äußerst arm an stehenden Gewässern. Dafür ist wieder die Farbe des Gesteins ziemlich wechselnd; doch herrscht, da Eisenoxyd das Hauptbindemittel ist, ein bräunliches Rot vor. Die wichtigste Einteilung des Haardtsandsteins ist die in drei Stockwerke, indem auf den harten „oberen Buntsandstein" der mürbere „Hauptbuntsandstein" und dann der wieder härtere „untere Buntsandstein" folgt.

Eine eigenartige Erscheinungsform, die zu dem gewöhnlichen Buntsandstein in auffallendem Gegensatz steht, ist der entfärbte Buntsandstein von weißer und gelblicher Farbe, der am Ostabhange des Gebirges weit verbreitet ist und in zahlreichen Steinbrüchen (bei Weißenburg, Oberotterbach, Bergzabern, Frankweiler, Neustadt, Gimmeldingen, Königsbach, Dürkheim u. s. w.) ausgebeutet wird. Gümbel[2]) zieht aus der Tatsache, daß bereits die ältesten in der Rheinebene abgelagerten Tertiärgebilde (nämlich die mitteloligozaenen) häufig Gerölle ausgebleichten Buntsandsteines enthalten, den Schluß, daß sich der Entfärbungsprozeß bereits frühzeitig, vor Ablagerung dieser Gerölle, vollzogen haben muß, und hält es für wahrscheinlich, daß dieser Prozeß mit der Entstehung der rheinischen Grabenversenkung im Zusammenhang steht. Bei dieser gewaltigen Katastrophe müssen, ähnlich wie bei Vulkanausbrüchen, Kohlensäureergüsse aus der Tiefe stattgefunden haben. Die mit dieser Kohlensäure geschwängerten Gewässer drangen dann in die ohnedies wasserdurchlässigen Sandsteinschichten ein, lösten das rotfärbende eisenoxydische Bindemittel auf und führten das Carbonat mit sich fort. Daher ist auch der härtere obere Buntsandstein weniger entfärbt als der weichere Hauptbuntsandstein, wobei zugleich die Lagerung in Betracht kommt. Natürlich konnte sich dieser Vorgang nur in langen Zeiträumen vollziehen. Auch Thürach[3]) nimmt als Ursache der Entfärbung stark kohlensäurehaltige Wässer an und läßt den Prozeß in der mitteloligozaenen Zeit vor sich gehen. Jedoch hält er bei den in die Geschiebemassen der Rheinebene eingelagerten Buntsandsteinblöcken eine nachträglich an Ort

[1]) Ueber den Bau der pfälzischen Nordvogesen, S. 43: „enggefaltete, dünne Sandsteinschichten des oberen Hauptbuntsandsteines."
[2]) Geologie von Bayern, 2. Bd., S. 1009.
[3]) Ueber die moränenartigen Ablagerungen bei Klingenmünster i. d. Rheinpfalz. Mitteilungen der Großh. Badischen geologischen Landesanstalt. 3 Bd., S. 149.

und Stelle erfolgte Entfärbung für möglich. Leppla[1]) weiß ebenfalls keine andere Lösung für die Entfärbungsfrage des Buntsandsteins als die Annahme der Ausbleichung durch Kohlensäure. Er steht aber jeder genaueren Vorstellung und Darstellung dieses Vorganges skeptisch gegenüber, da es wohl außerhalb des Bereiches der Möglichkeit liege, diese Erscheinungen in ihrem ganzen Umfange festzustellen. Da Milliarden von Kubikmetern entfärbt seien, müßten so ungeheure Mengen von freier Kohlensäure in fließendem Wasser angenommen werden, daß der gegenwärtige Gehalt des Wassers an diesem Gase in gar keinem auch nur annähernden Verhältnisse zu dem damaligen stehe. Auch über das Alter der Entfärbung herrsche nicht mehr Klarheit als über den Vorgang selbst. Hinsichtlich der Ursache der Entfärbung stimmen jedoch Gümbel und Leppla vollkommen dahin überein, daß die letztere mit Dislokationen zusammenhängt. Leppla hebt hervor,[2]) daß, soweit die Schichten des Buntsandsteins nicht ihre ursprüngliche Lage beibehielten, sie ihr eisenoxydisches Binde- und Färbemittel verloren. „Nur zwischen Eschbach und St. Johann bei Allersweiler, wo . . . der Buntsandstein in normaler Lagerung bis an den Steilabfall des Gebirges heranreicht, haben die Schichten . . . keinerlei Entfärbung erlitten.“ Gümbel[3]) weist noch darauf hin, daß sich möglicherweise ein Rest solcher Kohlensäureausströmungen in dem Sauerwasserbrunnen zu Klingenmünster bis in die Gegenwart erhalten habe. — Es sei hier auf eine Entdeckung neueren Datums hingewiesen, auf eine Art Fumarole, welche am Königsberg bei Neustadt a. H. Ende 1904 aufgefunden wurde.[4]) Auf dem genannten Berge befindet sich in etwa 300 Meter Meereshöhe im Buntsandstein ein Felsspalt, aus welchem bei niedriger Temperatur der Außenluft eine Dampfsäule von 4 bis 10 Meter Höhe und einer ständigen Temperatur von 10° C. emporsteigt. Eine chemische Untersuchung des Dampfes ergab Wasserstoffgas und Kohlensäure. In Betracht kommt noch, daß der Königsberg stark zerklüftet ist und sich Verwerfungsspalten in der Nähe befinden. Doch bedarf das Phänomen noch seiner endgültigen Erklärung.

Die Verwitterungsgebilde des Vogesensandsteines sind sehr mannigfaltig, jedoch südlich der Queich, in der Oberhaardt, wie schon erwähnt, reicher als nördlich davon, wo offenbar die gesamte Felsmasse weniger Widerstandskraft gegen die Verwitterung besitzt. Turm- und säulenförmige Gebilde, stei-

[1]) Ueber den Buntsandstein im Haardtgebirge (Nordvogesen). Geonostische Jahreshefte 1888, S. 53 f.
[2]) a. a. O., S. 51.
[3]) Geologie von Bayern, 2. Bd., S. 1009 Anm.
[4]) vgl.: Der Pfälzerwald. Jahrg. 1905, S. 9 und 102 f.

nerne Riesenpilze, „Teufelstische“ mit einem und zwei Sockeln, kühn vorspringende Steingesimse an den obersten Abhängen der Berge und Felsmauern, welche selbst noch in der Nähe Burgruinen täuschend ähnlich sehen, malerische Ausnagungsformen sowohl in horizontal gelagerten als in stark geneigten Schichten (Karlstal, Fleischhackerloch), alle diese Bildungen sind vertreten. Auch jene merkwürdigen bomben- oder kanonenkugelförmigen Einschlüsse, welche man so schön ausgebildet im Molassesandstein des Bodenseegebietes antrifft (z. B. in einer Wand nördlich der „Seestraße“ zwischen Sipplingen und Ludwigshafen a. B.; in einer höhlenartigen Vertiefung bei Markdorf, westnordwestlich von Meersburg) finden sich (in der Gegend von Pirmasens vor. Die Berg- und Talformen sind ebenfalls sehr mannigfach. Rücken-, Kuppen- und Kegelform bei den Bergen, schmale und tiefe Täler mit steilen Rändern, breitere mit sanfter geschwungenen Böschungen, gerade verlaufende und seltsam gewundene Geländefurchen bieten sich dem Auge des Beschauers dar. Leppla[1]) betont mit Recht, daß, je größer infolge ihres Bindemittels die Widerstandskraft der Schichten gegen die chemisch lösenden und mechanisch trennenden Atmosphärilien ist, desto enger die Täler, desto steiler die Abhänge sind und daß, je geringer diese Widerstandskraft ist, desto breiter die Täler und desto flacher die Abhänge sind und daß demnach jeder Schichtstufe des Buntsandsteines, die zugleich Härtestufe ist, ein eigenes Talprofil zukommt. Wenn also auch der Haardtsandstein einen geringen Wechsel in der Zusammensetzung und nur eine größere Mannigfaltigkeit in der Menge, nicht in der Art des Bindemittels aufweist, wenn auch keine Schicht vor den übrigen sich durch auffallend große Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung auszeichnet[2]): so genügt doch der geringe Härteunterschied,[3]) „die Bergformen des Vogesensandsteins . . . zu äußerst wechselvollen zu machen und denselben landschaftliche Reize zu verleihen, welche sämtliche übrigen deutschen Buntsandsteingebiete entbehren.“[4]) Es ist daher leicht begreiflich, daß Küster, der nach Durchstreifung der übrigen Buntsandsteingebiete Deutschlands zuletzt in die Haardt kam, sich folgendermaßen ausspricht[5]): „Daß dieses Felsenland nicht den Ruf bekommen hat wie die sächsische Schweiz oder Adersbach-Weckels-

---

[1]) Bau der pfälzischen Nordvogesen, S. 87.

[2]) Küster, die deutschen Buntsandsteingebiete, S. 221.

[3]) zwischen dem harten „oberen Buntsandstein“, dem mürberen „Hauptbuntsandstein“ und dem wieder harten „unteren Buntsandstein.“

[4]) Leppla. War das Haardtgebirge in der Diluvialzeit vergletschert? Globus 1890, S. 97—99.

[5]) a. a. O., S. 223.

dorf beruht wohl darauf, daß die einzelnen besonders sehenswerten Orte ziemlich weit voneinander entfernt sind und ihre Verbindung schlecht ist."

Aber nicht nur im Gebirge selbst gewährt die Haardt einen prächtigen Anblick, auch von der Rheinebene aus zeigt sie sich eindrucksvoll; beträgt doch der größte unmittelbare Höhenunterschied 582,5 Meter (Kalmitgipfel 683 Meter, Rheinhöhe bei Speyer 90,5 Meter), der größte Höhenunterschied überhaupt 587 Meter. Freilich war der Unterschied zwischen Rheinebene und Gebirgsrücken ehedem noch viel größer als heutzutage. Honsell[1]) hat berechnet, daß seit der Kreide- und namentlich seit der Tertiärzeit Schichten in der Mächtigkeit von etwa 1500 Meter von dem Gebirge abgetragen wurden; Thürach[2]) nimmt an, daß die Haardtberge noch in der älteren Quartärzeit um 7—800 Meter höher waren als jetzt. Betrachten wir die in der Diluvialzeit fortdauernde Senkung der Rheinebene mit ihrer Auffüllung durch die damaligen Wasserfluten als etwa ausgeglichen, so ergäbe das für jene Periode eine Höhendifferenz von ungefähr 500 Meter.[3])

Für den Verkehr von und nach der Rheinebene ist das Haardtgebirge durch enge Täler erschlossen, welche sich senkrecht zur Ebene erstrecken und im Gegensatze zu ihr durch die ausnagende Tätigkeit des fließenden Wassers entstanden sind. Wenn nun auch keines dieser Täler einen Hauptausgang[4]) aus dem Rheintale bildet, so sind sie doch für die Lage mancher Siedelungen in der Ebene[5]) und für die wirtschaftlichen Verhältnisse im kleineren Maßstabe von Bedeutung. Sie sind wichtig als Pässe in den Westrich und in dessen uraltes politisches und kirchliches Gravitationsgebiet Lothringen. Zwei von diesen Tälern sind durch gegenüberliegende Hauptausgänge des Rheintals in den internationalen

[1]) Der Rheinstrom, S. 37.

[2]) Moränenbildungen, S. 188.

[3]) Die Mächtigkeit der Rheingeröllmassen beträgt ca. 100 m. — Denkt man sich die Höhen der Haardt abgetragen und die Täler mit dem Material ausgefüllt, so beträgt die Höhe dieser annähernd parallelepipedischen Masse zirka 350 m. — Für die mittlere Gipfelhöhe des ganzen Gebirges und die mittlere Höhe des Ostrandes sind Zahlenangaben nicht zu finden.

[4]) Die ganze Rheinebene hat 8 Hauptausgänge: 1 im Westen (Zaberner Steig mit der Bahnlinie nach Paris), 2 im Süden (a. Lücke von Belfort oder „Burgundische Pforte" mit den Linien Paris und Lyon-Marseille, b. Rheinthal nach dem Bodensee, Linie Konstanz), 2 im Osten (a. Kraichgauer Senke Linie München, b. Neckardurchbruch, Linien Stuttgart und Würzburg-Berlin) 3 im Norden (a. Maintal, Linien Frankfurt-Berlin und München, b. Wetterau, Linien Bremen und Berlin, c. Rheintal abwärts (Schiefergebirgsdurchbruch), Linie Köln-Holland).

[5]) vgl. die Lage der Städte Bergzabern, Landau, Neustadt, Dürkheim und Grünstadt an Talmündungen.

Verkehr einbezogen worden[1]): das Queich- und das Speyerbachtal. Das Queichtal liegt gegenüber der wichtigen Kraichgauer Senke und bildet als deren Fortsetzung in der Richtung Bruchsal-Germersheim (wichtiger Rheinübergang, Festung!)- Landau einen Teil der kürzesten Verkehrslinie München-Metz-Paris durch die Südpfalz. Das Speyerbachtal ist besonders durch einen zweiten Haupteingang der Rheinebene, durch das gegenüberliegende Durchbruchstal des Neckars, ein internationaler Verkehrsweg geworden in der Richtung Heidelberg-Mannheim-Ludwigshafen-Neustadt. In Hochspeyer, nahe der Quelle des Hochspeyerbaches, gehen die Linien Kaiserslautern-Metz-Paris und Kreuznach-Köln-Holland auseinander. Während die letztere Linie die starke Annäherung des Hochspeyerbachtales an das Alsenztal benützt, um in dieses zu gelangen, führt die erstere Linie nach der Landstuhler Senke, selbst einem alten und wichtigen Verkehrswege, wo Barbarossa[2]) und Napoleon I. ihre „Kaiserstraßen" anlegten.

II. Die Rheinebene.

1. Ihre Entstehung und Umbildung bis zur Quartärzeit.

Bei der Frage nach der Entstehung der oberrheinischen Tiefebene[3]) müssen auch die dem Wasgau und der Haardt gegenüberliegenden Randgebirge in Betracht gezogen werden.

Bis zur (mittleren) Oligozaenzeit bildeten nämlich Haardt, Wasgau, Odenwald und Schwarzwald eine einheitliche Masse und zwar zunächst ein archäisches, durch tektonische Kräfte gefaltetes Kettengebirge, später, nach Auflagerung der Schichten der Trias- und Jurazeit, eine zusammenhängende Plateaulandschaft. Von Süden her reichte das Eozaenmeer[4]) mit einer schma-

[1]) Aehnlich ist in der Badischen Rheinebene die Pfinz-Enz-Neckarlinie (Bahn Karlsruhe-Stuttgart-München-Wien-Konstantinopel) durch den schräg gegenüberliegenden Zaberner Steig eine Hauptverkehrslinie geworden.

[2]) vgl. F. Rauers, Versuch einer Karte der alten Handelsstraßen in Deutschland. Petermanns Mitteilungen 1906, 3. Heft.

[3]) Gümbel hat Bedenken gegen die Bezeichnung „oberrheinische Tiefebene", da der Oberlauf des Rheins bei Basel aufhört (Geologie von Bayern, 2. Bd., S. 892); er nennt sie daher „Mittelrheinische Tiefebene." Schuhmacher hat das gleiche Bedenken (Die Bildung des oberrh. Tieflandes, S. 186, Anm.), behält aber die gebräuchliche Bezeichnung bei.

[4]) Penck, Das Deutsche Reich, S. 233, nimmt statt dessen einen großen, aus Nordwesten oder Westen kommenden eozaenen Strom an.

len Bucht eine Strecke weit in dieses Plateaugebirge herein, wie man aus dem Vorkommen eozaen-tertiärer Kalke im Elsaß schließt. Dies war aber nicht die einzige „schwache Stelle“, auch eine Anzahl anderer Verwerfungen, deren Entstehung wohl mit der Faltung des archäischen Grundgebirges zusammenhing, ist nachgewiesen. So brach denn in der mittleren Oligozaenperiode eine große Scholle in der Mitte des Gebirges von der Hauptmasse ab und sank in die Tiefe, langsam und kontinuierlich, nicht plötzlich und nicht ruckweise. Diese Entstehungsweise nehmen fast alle Geologen, die sich in neuerer Zeit mit der Bildung der Rheinebene befaßt haben, an (Gümbel, Lepsius, Penck, Honsell u. s. w.) Nur Schuhmacher weist die Möglichkeit einer mehr katastrophenartigen Genesis nicht ganz von der Hand. Es wird vermutet, daß der Abbruch staffelförmig erfolgte, daß aber die Staffeln durch Verwitterung und Erosion abgetragen wurden und nur in der Hügelstufe der Ebene ein Rest des Staffelbruches erhalten blieb. Gleichzeitig erfolgte ein Absinken von Schollen im Westen der Haardt und des Wasgaus, auch stufenförmig, aber mit sanfterer Neigung als beim mittleren Grabenbruch, so daß jetzt Haardt und Vogesen einen allmählichen Abfall nach dem Pariser Kreidebecken hin hatten. Dasselbe geschah beim östlichen Randgebirge der Rheinebene nach Osten gegen den Jura hin. Honsell[1]) nimmt an, daß mit der Schollenbewegung im Westen und Osten und der Grabenversenkung in der Mitte des Gesamtgebirges eine Hebung der stehengebliebenen Horste verbunden war und zwar im Süden kräftiger als im Norden. Daraus würde sich dann einerseits die Verflachung des Wasgaus und Schwarzwaldes nach Norden und andererseits die Tatsache erklären, daß im Süden beider Gebirge die Urgesteinsschichten durch Abtragung der Buntsandstein-, Muschelkalk-, Keuper- und Juraablagerungen vollständig freigelegt wurden. Denn im höheren Gebirge mußten die Wirkungen der Denudation stärker sein als im niederen.

Die durch tektonische Verwerfungen entstandene rheinische Grabendislokation ist das typischste Beispiel ihrer Art in Europa.[2])

[1]) Der Rheinstrom, S. 37. Ebenso weist Penck, Das Deutsche Reich, S. 230 und 233—235, der Hebung eine sehr wichtige, ja die wichtigste Rolle zu.

[2]) Die ausgedehnteste Grabenversenkung der Erde ist die große ostafrikanische, die tiefste nach ihrer absoluten und relativen (negativen) Höhe die syrische Grabenversenkung mit dem Toten Meer. Wenn die Vermutung mancher Geologen zutrifft, daß der syrische Graben über das Ghor und die Bucht von Akaba seine Fortsetzung im Roten Meere selbst hat (vgl. J. Partsch, Aegyptens Bedeutung für die Erkunde; Referat von S. Günther in der Blge. zur „Allg. Ztg.“ 1906, Nr. 49, S. 389 f.), so hätte man in diesem Gebiete die gewaltigste aller Grabenbildungen der Erde zu erblicken.

Der Entstehung der Rheinebene kommt zunächst eine orographische Bedeutung zu, indem dadurch Vogesen und Haardt einerseits, Schwarzwald und Odenwald anderseits zu getrennten Randhorsten wurden. Aber sowohl in der Symmetrie ihres Reliefs als in ihrer geologischen Zusammensetzung bekunden sie noch heute ihre einstmalige Zusammengehörigkeit. Beide Randgebirge verflachen sich nach Norden, beide haben ihren Steilabfall nach innen und ihre allmähliche Abdachung nach außen; beide weisen je einen alten Querbruch auf (Zaberner und Kraichgauer Senke). In beiden Gebirgen tritt im Süden fast ausschließlich das Urgestein zu Tage, im Wasgau der Granit, im Schwarzwald der Gneis; in beiden Gebirgen beginnt nördlich der alten Querbrüche die Herrschaft der triadischen Formationen, aber auch hier ist auf beiden Seiten die Muschelkalkdecke teilweise, die Keuperdecke und die spätere Ablagerung des Jurameeres fast spurlos verschwunden. Nach außen hin dagegen gehen beide Gebirge in Muschelkalk- und Keuperplateaus über, so daß hier die sämtlichen triadischen Bildungen, das ganze Salzgebirge, wie sie ehedem einander übergelagert waren, einander angelagert sind. Man hat aus allen den erwähnten Gründen die beiden Randgebirge nicht unpassend als Zwillinge bezeichnet; man könnte sie vielleicht noch schärfer die Siamesischen Zwillinge im Reiche der Gesteinswelt nennen.

Die hydrographische Bedeutung der mittelrheinischen Grabenversenkung läßt sich in folgende Punkte zusammenfassen:

1. Bei der dreifachen Schollenbewegung (im Westen, im Osten und in der Mitte) zerfiel das Gebirge in einzelne bald größere, bald kleinere prismatische Gebirgskörper, in deren Trennungslinien die erste Anlage des späteren Flußnetzes zu erblicken ist.[1])

2. Die Gewässer der heutigen Pfalz, welche bisher größtenteils nach dem Pariser Becken abflossen, wandten sich teilweise allmählich der neuen Talung als dem tiefstgelegenen Erdoberflächenteil in ihrer Nähe zu. Die alte Laufrichtung ist noch heute in dem mitunter fast rechtwinkligen Umbiegen mehrerer Flüsse nach dem Rhein hin zu erkennen, z. B. bei der Wieslauter.

3. Diese Gewässer erhielten durch ihr neues, tief- und nahegelegenes Abflußgebiet ein stärkeres Gefälle, wodurch ihre erodierende Kraft nach der vertikalen Richtung wuchs, welchem Umstand ein Teil der tief eingeschnittenen Täler der Haardt seine Entstehung verdankt. Nach Leppla[2]) ist bei diesen Flüssen im Gebir-

[1]) Honsell, Der Rheinstrom, S. 37.
[2]) Bau der Nordvogesen, S. 83 f.

ge die Abtragung wohl heute noch größer als die Aufschüttung. Anders ist es bei ihrem Unterlauf in der Ebene, wo sich das Gefälle verringert. Hier müssen, wie Leppla annimmt, in der jüngeren Diluvialzeit bis ins Alluvium herein die größeren Gebirgsbäche, besonders die Wieslauter, die Queich und der Speyerbach Deltas gebildet haben, deren Spitze unmittelbar am Rande des Gebirges und der Ebene lag. Man erinnert sich hier unwillkürlich an die Trennung des Speyerbaches bei Neustadt in den eigentlichen Speyerbach und in den Rehbach. Mag diese Trennung, wie sie heute besteht, auch künstlich geschaffen worden sein, so kann doch dem abgeleiteten Teile in den Spuren eines älteren Bachlaufes der Weg gleichsam vorgezeichnet gewesen sein. (Auch bei der Wieslauter und der Queich, vielleicht auch bei der Isenach sind wohl Spuren einer früheren Deltabildung zu erkennen.) Vielleicht ist auch Drusus bei seinem Rheindurchstich einer älteren östlichen Stromspur gefolgt; denn an der allmählichen Verlegung der Rheinmündung nach Westen ist wohl nicht zu zweifeln.[1])

4. Die nunmehr stärker wirkende erodierende Kraft der Flüsse veranlaßte zugleich ein Rückwärtseinschneiden der Wasserläufe, wodurch wieder andere Gewässer der Rheinebene tributär wurden. Dadurch wurde die Wasserscheide zwischen den Ost- und Westläufen der heutigen Pfalz immer weiter nach Westen und auch in niedrigere Höhen verlegt.[2])

Noch in der Oligozaenzeit (im Mitteloligozaen)[3]) brach dann, als die Senkung der Ebene weit genug fortgeschritten war, das Tertiärmeer wohl von Süden herein und die Rheinebene bildete eine langgestreckte, schmale Bucht dieses Meeres, eine Bucht, welche im Norden beim heutigen Mainz ihre größte Breite hatte und darum auch kurzweg das Mainzer Becken genannt wird. Diese Bucht stand wahrscheinlich durch das heutige Hessen hindurch (Senke der Wetterau?) mit dem norddeutschen Tertiärmeer in Verbindung und bildete somit einen Arm zwischen dem letzteren und dem schweizerischen Tertiärmeer. Beide Meere bedeckten nur einen Teil von Mitteleuropa, denn als Ganzes ist dieses Gebiet seit der Jurazeit nicht mehr überflutet gewesen.

---

1) Auf der künstlichen Wiederherstellung eines alten verlassenen Flußlaufes beruht auch der Plan der Russen einen Teil der Wassermenge des Amu Darja, der jetzt in den Aralsee geht, in sein altes, nach dem Kaspisee gerichtetes Bett wieder einzulenken.

2) vgl. F. Bayberger, Geographische Studien über das norwestpfälzische Lautertal, S. 37 ff. und 50 ff.

3) Denn die tonigen, mergeligen und sandigen Abiagerungen sind die ersten, welche sich in unserem Gebiete über die ganze Ebene erstrecken, aber auf diese beschränken.

Vielleicht war bei dem Eindringen des Tertiärmeeres in die Rheinebene außer der Tieferlegung derselben noch eine andere Ursache mitwirkend. Die Tertiärzeit — und die dann folgende diluvialquartäre Periode — war jene Epoche der Erdentwicklung, in welcher die Erdoberfläche durch fortgesetzte Bewegungen mehr und mehr ihre heutige Gestalt annahm. Dies konnte nur durch fortwährende Verschiebungen der Grenzen zwischen Festland und Wasser geschehen, durch säkulare Hebungen und Senkungen des Landes, wobei das eine Gebiet aus dem Meere emportauchte und ein anderes dafür überflutet wurde. Und so mag denn mit dem Tieferwerden der Rheinebene durch Senkung eine Hebung des Landes an anderer Stelle — ohne mit jener Senkung in direktem ursächlichem Zusammenhange zu stehen — das Hereinbrechen des Meeres in den Rheinischen Grabenbruch bewirkt haben.

Auch in dem nächstfolgenden Abschnitt der Tertiärzeit, in der Miozaenperiode, dauerte die Senkung der Rheinebene fort, wodurch ihr Zusammenhang mit dem südlichen und nördlichen Tertiärbecken schließlich aufgehoben wurde. Penck[1]) läßt diese Trennung noch in der Oligozaenzeit eintreten und zwar ebenfalls durch fortdauernde Senkung der Rheinebene; die miozaenen Basalte im Norden der Ebene mögen die Trennung noch verstärkt haben. Daher wurde der in der Rheinebene eingelagerte Salzsee durch einmündende Flüsse allmählich ausgesüßt, d. h. er verwandelte sich zunächst in einen Brackwasser- und dann in einen reinen S ü ß w a s s e r b i n n e n s e e. Dieser See oder die Seen, in die er sich allmählich auflöste, mußte nun aber einen A b f l u ß haben. Aus dem Umstand, daß die Ablagerungen der mittelrheinischen Miozaenzeit (verschiedene Kalke) mehr im Norden und in der Mitte der Ebene sich vorfinden, während die gleichaltrigen Ablagerungen im Süden einen anderen Charakter tragen, folgert Gümbel,[2]) daß damals ein Abzug der Gewässer nach Südwesten hin stattfand. Auch Lepsius[3]) nimmt einen nach Süden gerichteten Wasserlauf an. Möglicherweise war diesen abziehenden Gewässern ihr Weg vorgezeichnet durch eine alte Bucht des Muschelkalkmeeres, die sich in der Richtung Freiburg-Basel erstreckte, in der Fortsetzung vielleicht durch die Senke von Belfort. Denn in der Miozaenzeit begann die Auffaltung der Alpen und des Jura, die sich dann der Hauptsache nach in der Pliozaenperiode vollzog.

---

1) Das Deutsche Reich, S. 237.
2) Geologie von Bayern, 2. Bd. S. 908.
3) Geologie von Deutschland, 1. Bd., S. 215. — Schuhmacher (Bildung des oberrheinischen Tieflandes) und Honsell (der Rheinstrom) sprechen von diesem südlichen Abzug der Gewässer nicht; vielmehr läßt ersterer den See oder die Seen der Tertiärzeit bereits ihren Abfluß nach Norden haben und aus ihnen, die bis in die Diluvialperiode erhalten geblieben waren, direkt dem Rhein entstehen.

Die Naturkräfte, welche die Alpen- und Jurafaltung bewirkten, kamen zwar an den südlichen Urgebirgsmassen des Wasgaus und Schwarzwalds zur Stauung, scheinen aber gleichwohl die Rheinebene und ihre Nachbargebiete in Mitleidenschaft gezogen zu haben, insofern als damals (in der Miozaenzeit)[1]) große vulkanische Eruptionen stattfanden, denen die Basaltmassen des Kaiserstuhls, des Pechsteinkopfs bei Forst, der durch Steinbrüche günstig aufgeschlossen ist, und namentlich das Massiv des Vogelsberges ihren Ursprung verdanken. Gümbel[2]) hält einen Zusammenhang zwischen den Basaltausbrüchen und der Umbildung der Alpen und des Jura wenigstens für möglich. Als nächste Ursache der Eruptionen gibt er allerdings lokale Vorgänge an, wie neue Bewegungen in den alten Verweisungsspalten. Auch Honsell[3]) erblickt in den genannten vulkanischen Eruptionen Vorgänge lokalen Charakters und bringt sie mit dem Entstehen der rheinischen Grabenversenkung selbst in Zusammenhang, verlegt sie also in die (mittlere) oligozaentertiäre Zeit.

Mit dem Aufhören der Dislokationsvorgänge im Alpen- und Juragebiete hatte auch das Vorland dieser Gebirge im allgemeinen seine heutige Ausgestaltung gefunden. Gümbel[4]) vermutet, daß damit der von ihm (und Lepsius) angenommene Abfluß der Gewässer der Rheinebene nach Süden hin aufhörte und ein solcher nach Norden eintrat, daß also nunmehr ein Wasserlauf sich bildete, der als unmittelbarer Vorgänger des heutigen Mittelrheins anzusehen ist. Unter den pliozaenen (hauptsächlich sandigen) Ablagerungen des neuen Flußlaufes, der die tertiären Süßwasserseen durchströmte, ist ein Braunkohlenlager bei Erpolzheim (unweit Dürkheim) besonders erwähnenswert,[5]) dessen durch Tagbau gewonnenes Material zur Herstellung von schwarzer Farbe in einer Dürkheimer Fabrik Verwendung findet. — Auch Schumacher,[6])

---

[1]) Gümbel schwankt in seinen Angaben über das Basaltvorkommen bei Forst zwischen der Zuweisung der Eruptivmassen des Pechsteinkopfs zur miozaenen und pliozaenen Zeit (Geol. v. Bayern, 2. Bd., S. 908 und 920). Penck (Das Deutsche Reich, S. 236) unterscheidet zwei Basaltarten in der Rheinebene, ältere „Nephelinbasalte" hauptsächlich im Süden der Ebene, die noch der Oligozaenzeit vor dem Eindringen des Tertiärmeeres angehören und mit der Entstehung der Ebene zusammenhängen, und jüngere „Feldspatbasalte" aus der Miozaenzeit, besonders in der nördlichen Ebene. Der letzteren Gruppe dürfte der Basalt vom Pechsteinkopf oder Limburgit-Basalt zuzuweisen sein.

[2]) Geologie von Bayern, 2. Bd., S. 908 und 920.

[3]) Der Rheinstrom, S. 37.

[4]) Geologie von Bayern, 2. Bd., S. 920.

[5]) Ein ähnliches Flötz liegt im Gebirge selbst unweit des Ostrandes bei Hettenleidelheim.

[6]) Bildung des oberrheinischen Tieflandes, S. 204 f.

der einen Abfluß der miozaenen Gewässer nach Süden nicht erwähnt, ist der Ansicht, daß der See oder die Seen der Tertiärzeit, besonders der pliozaenen, bereits einen Abfluß nach Norden hatten und daß dieser Abfluß nach Ausfüllung der Seen durch Geröll- und Sandmassen sich zum Vorläufer des heutigen Rheins ausbildete.

Zusammenfassend kann man also sagen, daß die Haardt, welche heute noch eine Fortsetzung der Vogesen ist, bis zur mittleren Oligozaenzeit auch mit dem Oden- und Schwarzwald zusammenhing. Zum Horst ist sie geworden nicht durch Hebung, sondern durch Abbruch von Schollen in der Mitte des Gesamtgebirges und nach außen. Eine etwa damit verbundene Hebung kommt nur sekundär in Betracht. Die neuentstandene Ebene war zuerst Festland, dann drang das Tertiärmeer herein. Die Tertiärbucht wurde nach der Trennung von dem nördlichen und südlichen Tertiärbecken ausgesüßt (Miozaenzeit) und der so entstandene Süßwassersee hatte wahrscheinlich südlichen Abfluß, der mit der Ausbildung des Alpenvorlandes (Pliozaenzeit) aufhörte, so daß nunmehr die Gewässer ihren Lauf nach Norden richteten. — Die Herrschaft gewaltiger, südnördlicher Wasserfluten beginnt dann in der diluvialquartären Zeit.

In der Tertiärzeit gestaltete sich die Erdoberfläche allmählich zu ihren heutigen Umrissen aus. Aber auch die Pflanzen- und Tierwelt gewann bereits eine große Aehnlichkeit, ja sogar eine teilweise Uebereinstimmung mit den heutigen Formen. Man kam zu dieser Erkenntnis, seitdem in neuerer Zeit den floristischen und faunistischen Verhältnissen des Tertiärs eine besondere Aufmerksamkeit zugewendet wurde. Bezüglich der mittelrheinischen tertiären Tierwelt sagt Gümbel[1]: „Die in dem unmittelbar an die Pfalz angrenzenden rheinhessischen Gebiete bei Eppelsheim unfern Alzey vorfindlichen Sande und Gerölle enthalten Knochenreste einer sehr reichen Säugetierfauna. . . Man darf schließen, daß zur Zeit des Absatzes dieser knochenführenden Schichten hier subtropisches, fast tropisches Klima geherrscht habe und ein Formkreis von Tieren heimisch gewesen sei, welcher dem Typus der heutigen Säugetierfauna von Südeuropa, Afrika und Asien analog ist. Sämtliche Arten sind ausgestorben.“ — In die Gebilde der Pflanzenwelt der mittelrheinischen Gegenden hat man durch ein im Siebengebirge aufgeschlossenes tertiäres Braunkohlenlager den besten Einblick gewonnen.[2]) An fossilen Resten von heute noch in diesen

[1]) Geologie von Bayern, 2. Bd., S. 1043.

[2]) W. Wenck, Deutschands Pflanzenkleid in Vergangenheit und Gegenwart. Natur und Schule, Jahrg. 1905, S. 401—408. — Referat von R. Francé über Botanik in der „Umschau“, Jahrg. 1906, Nr. 1, S. 14 f. — Vgl. auch K. Haushofer, Ideale geologische Landschaftsbilder (mit Text), Nr. VII.

Gegenden vorkommenden Baumgattungen fanden sich solche der Eiche, Buche und des Ahorns, der Ulme, Erle und Weide. Dazwischen standen aber südliche, teilweise immergrüne Bäume und Sträucher: Lorbeer- und Feigenbäume, großblütige Magnolien und Sabalpalmen, kostbare Gewürzbäume und Farbhölzer sowie die Libanonzeder und die Sequoia gigantea, „deren letzter Rest jetzt in der kalifornischen Sierra Nevada langsam, aber sicher ausstirbt.“ Man kann daraus schließen, daß damals am Rheine ausgedehnte Wälder sich befanden und daß diese Gegenden ein Klima von etwa 20° C. mittlerer Jahreswärme (wie heute der Nordrand von Afrika) besaßen.

2. Die geologischen Streitfragen über die Umbildung der Rheinebene in der Diluvialzeit.

Die ältere Quartärzeit war jene Epoche, welche auch für die Rheingegenden eine verhängnisvolle Umgestaltung der günstigen klimatischen Verhältnisse der Tertiärzeit mit sich brachte. Ueber die Ursachen dieser großen und anhaltenden Klimaschwankung, welche mit einer Abnahme der mittleren Jahreswärme und einer dadurch hervorgerufenen Zunahme der Niederschläge einsetzte, sind schon zahlreiche Untersuchungen angestellt worden und gerade die letzten Jahre haben eine Reihe von Abhandlungen über diesen Gegenstand gebracht, ohne daß jetzt die Meinungen der Forscher übereinstimmender wären als früher. Doch scheinen die Vertreter der Anschauung, daß hier kosmische Ursachen (bes. Wechsel in der Exzentrizität der Erdbahn) zu Grunde liegen, das Feld zu behaupten. Allein die Geologie hat es nicht mit den Ursachen, sondern mit den Wirkungen jener großen Kälteperiode zu tun, welche die verschiedensten Gegenden der Erde heimsuchte und mindestens der Hälfte Deutschlands klimatische Verhältnisse brachte, wie sie heute etwa Spitzbergen aufweist.

Zunächst sei erwähnt, daß der nordwärts gerichtete Wasserlauf, welcher während der Pliozaenzeit in der Rheinebene begonnen hatte, auch in der Pleistozaenperiode fortdauerte, ja damals besonders zur Geltung kam.

Während in den bisher besprochenen Fragen über die Entstehung und Umbildung der Haardt und der Rheinebene die Geologen im allgemeinen einig sind und nur graduelle, nicht prinzipielle Meinungsverschiedenheiten bestehen, ist dies bezüglich der Glazialerscheinungen anders. Die Vorgänge der Eiszeit bergen drei dunkle Punkte, welche zugleich Kern- und Grundfragen für für unser Gebiet sind, in sich; diese sind:

a. War die Haardt vergletschert?
b. Wie ist der Löß entstanden?
c. Wann hat sich der Rheinlauf gebildet?

a. War die Haardt in der Eiszeit vergletschert?

Eine umfassende, von den drei großen Gletscherherden[1]) ausgehende Vereisung Europas ist unbestritten; dagegen liegen bei einer Anzahl kleinerer Gebirge Europas die Verhältnisse weniger klar. Zu diesen Gebirgen gehört die Haardt. Lange Zeit hat man überhaupt nicht daran gedacht, daß sie jemals vergletschert gewesen sein könnte. Und auch seit diese Möglichkeit ernstlich in Erwägung gezogen wurde, stieß ihre Bejahung auf vielfachen Widerspruch.[2]) Wohl der erste, der auf Grund sachkundiger Beobachtung die vorzeitliche Vergletscherung der Haardt in Erwägung gezogen hat, war der bekannte Stuttgarter Geologe E. Fraas. Dieser glaubte bei einem Besuch des Peterskopfes bei Dürkheim (1881) Gletscherschliffe entdeckt zu haben, erklärte das am Peterskopf entspringende „Hirschbrünnlein" für eine Moränenquelle[3]) und eine auffallende Höhlung im Teufelsstein bei Dürkheim für eine Gletschermühle[4]). Er besuchte dann mit Teilnehmern an der 15. Versammlung rheinischer Geologen 1882 diese Oertlichkeiten, ohne daß man sich über den Tatbestand einigen konnte. C. Mehlis, der durch seine archäologischen Forschungen auch auf die Geologie hingewiesen worden war, ging dann den Glazialspuren besonders am Ostabhange der Haardt, aber auch im Innern des Gebirges weiter nach und machte Funde, die er als Gletscherschliffe, Gletschermühlen, Moränen und Moränenquellen erklärte. Diese Funde sind im einzelnen:[5])

Geschrammte Steine an den Hängen des südlichen Ausläufers des Petersberges (bei Dürkheim), dem sog. Wintersberge, welche von M. als Gletscherschliffe bezeichnet wurden.

Eine Moräne am Nordostabhange des Petersberges, der „Geiersbrunnen" am Peterskopf als Moränenquelle, ebenso eine andere

---

[1]) Schottland, Skandinavien und die Alpen.

[2]) Zuletzt noch entschieden bei Leppla: War das Haardtgebirge in die Diluvialzeit vergletschert? Globus 1890, S. 97—99.

[3]) Ausland 1884, S. 297.

[4]) Globus 1886, 50. Bd., S. 173.

[5]) vgl. die Aufsätze von Mehlis: Gletscherspuren im nördlichen Haardtgebirge. Ausland 1884, S. 297. — Glaziale Entscheidungen im Haardtgebiege. I. u. II. Globus 1886, 50. Bd., S. 173 und 317 f. — Eine Gletschermühle aus dem Pfälzer Wald. Beiträge zur Heimatkunde. In: Der Pfälzerwald, 1905, S. 20 f.

Quelle in der Nähe. — Aus den bisher genannten Funden zog M. den Schluß, daß es einen Peterskopfgletscher von mehr als 3 km Länge gab, und teilte ihn der letzten Eiszeit zu.

Ein Block in diluvialem Gerölle in der Gegend von Neustadt in einer Tiefe von 12—15 m, bestehend aus gelbweißem, quarzitähnlichem Sandstein, mit 5 eigentümlichen Vertiefungen, welche M. als Gletschermühlen erklärte; auch andere abgeschliffene Findlinge waren in dieser Geröllmasse vorhanden. M. hält sich für berechtigt, dieses Gerölle als die gewaltige Stirnmoräne eines vorzeitlichen Gletschers zu diagnostizieren, der entweder von dem Königsberg und der Platte oder wahrscheinlicher von der höchsten Erhebung der Haardt, dem Kalmit, ausging.

Geschrammte Blöcke und moränenartige Bildungen im Felsenmeere des Teufelsloches bei Johanniskreuz, also im Innern des Gebirges.

Ebensolche Blöcke im Karlstal bei Johanniskreuz. — Die beiden letzten Funde betrachtet M. als die Reste ehemaliger Stirnmoränen von Gletschern der mittleren Haardt.

Quarzitblöcke bei Dürkheim und an anderen Orten, welche von einem Gesteine herrühren, das in der Pfalz lagerhaft nicht vorkommt. Diese Blöcke können nach M. nur von Westen her dorthin gekommen sein, indem sie in der Glazialzeit aus dem Hunsrück durch das Eis verfrachtet wurden.

Ein offenbar vom Gletschereis mühlenartig angeschliffener Block, gefunden bei den Fundamentierungsarbeiten eines Hauses in Neustadt a. H.

Ein 1884 bei den Erweiterungsbauten des Neustadter Bahnhofes gefundener, etwa 20 Zentner schwerer Block, mit einem 30 cm tiefen Mühleneinschliff, welcher Block leider auf dem Transport nach Ludwigshagen zerbrach.

Den von Mehlis aus seinen Funden gezogenen Schlüssen wurde von Leppla entschieden widersprochen.[1]) Leppla bestreitet zwar nicht, daß es auch im Haardtgebirge in der Diluvialzeit zu Vergletscherungen gekommen sein k ö n n e. Es fehle jedoch bis heute in den pfälzischen Nordvogesen an Beobachtungen, welche imstande wären der zugegebenen Möglichkeit einer Vereisung auch nur einen Grad von Wahrscheinlichkeit zu verleihen. Der Gedankengang der Lepplaschen Einwände gegen die Aufstellungen von Mehlis ist etwa folgender. Die als Gletscherschliffe und Gletschermühlen diagnostizierten Erscheinungen sind ganz gut, ja noch besser auf andere Weise zu erklären. Der so gleichmäßig zusammengesetzte Buntsandstein der Nordvogesen unterliegt ja einem

---

[1]) War das Haardtgebirge in der Diluvialzeit vergletschert? Globus 1890, S. 97—99.

wechselnden Gehalt an Bindemitteln und ist daher teils hart teils mürbe. Die mürben Stellen werden nun durch die Atmosphärilien — fließendes Wasser, Regen, Eis, Wind — zu losem Sande aufgelockert. Die angeblichen Gletscherschliffe, Schrammen etc. sind also dadurch entstanden, daß die hervorstehenden Rippen reicher an kieseligem oder eisenoxydischem Bindemittel sind und daher der Erosion, Denudation und Ablation besser widerstanden. Auch muß es nicht immer ein primär bei dem Absatz der Sandsteine entstandenes Bindemittel sein, welches den festeren Zusammenhalt verursacht; in manchen Fällen, besonders bei den bienenwabenartigen oder netz- und maschenförmig angeordneten Rippen mag eine nachträgliche Bereicherung an Eisenoxyden die festere Bildung erzeugt haben.[1]) Auch tiefergelegene Schichten mürben Sandsteins werden durch die Atmosphärilien aufgelockert. Schließlich stürzen die oberen Schichten herab. So ist das Felsenmeer des Karlstales, so andere Felsenmeere und so auch das am Peterskopf entstanden. (Meines Erachtens läßt sich die Entstehung s o l c h e r Felsenmeere besonders gut an dem sog. Fleischhackerloch bei Landstuhl erkennen, das an Großartigkeit der Felsbildungen dem Karlstale mindestens nicht nachsteht und zugleich den Beweis liefert, daß derartige Erosions- und Verwitterungsgebilde nicht nur bei horizontaler sondern auch bei stark geneigter Schichtlagerung des Buntsandsteins vorkommen.) Was M. als diluviale Stirnmoränen bezeichnete, sind diluviale Ablagerungen älterer und breiterer Wasserläufe, wie sie während der Vergletscherung der Hochgebirge die mitteldeutschen Gebirgszüge durchschnittlich im Sinne der heutigen Wasserläufe durchzogen haben. Auch die von M. an das Vorkommen von Quarziten geknüpften Schlüsse sind hinfällig, da es absolut unmöglich erscheint, daß so große Blöcke von Eismassen des Hunsrückes aus 500—600 Meter Höhe über die breite westpfälzische Moorniederung in 240 Meter Höhe durch die wenigen und engen Gebirgspässe und Sättel der Nordvogesen in 300—350 Meter Höhe nach der Rheinebene getragen worden sein sollen, ohne daß solche Blöcke unterwegs liegen blieben. Gerade in demjenigen Teile der Westpfalz, welcher für diesen Weg vom Hunsrück zum östlichen Haardtgebirgsrande in Betracht kommt — die Umgebung

[1]) Ich selbst habe solche maschenförmige Verwitterungsgebilde nur an Steilwänden getroffen. In diesen Fällen ist wohl eine nachträgliche Bereicherung mit einem Bindemittel nicht leicht anzunehmen. Man kommt vielmehr zu der Ansicht, daß weiche Einschlüsse wie z. B. Manganbutzen durch Frost herausverwitterten, wie man dies ja in der Pfalz bei dem zu Bauten verwendeten Buntsandstein in den kleinen punktartigen Verwitterungsvertiefungen so häufig sieht. Etwas größere Einschlüsse dieser Art konnten in der oben angegebenen Weise verwittern. — Ueber ähnliche Gebilde vgl. Gümbel, Geologie von Bayern, II. Bd., S. 999.

von Landstuhl, Kaiserslautern, Otterberg, ferner von Waldfischbach, Dahn und Pirmasens — fehlen die in Rede stehenden Gesteine. Es berechtigt also keine der von M. angeführten Erscheinungen dazu, bei ihrer Entstehung eine andere Kraft als die heute noch tätigen Einflüsse von Wind und Wetter vorauszusetzen, aus denen sie sich aber alle weit ungezwungener erklären lassen wie als Glazialerscheinungen.[1])

Wenn nun auch Mehlis in seinem Eifer, den glazialen Erscheinungen in der Pfalz auf die Spur zu kommen, teilweise zu weit gegangen ist — wozu übrigens die Wissenschaft der Glazialgeologie selbst ein Analogon darbietet —, wenn er auch Bildungen, deren Entstehung auf dem Wege der Erosion und Verwitterung tatsächlich sachgemäßer erklärt wird als durch Gletscherwirkung, wie die Felsenmeere des Karlstales und des Teufelsloches, in die Reihe der Glazialerscheinungen einbezogen hat: so sind doch wohl auch die gegenteiligen Behauptungen Lepplas nicht durchaus einwandfrei. Was z. B. das Fehlen von Quarzitblöcken in den für den Eistransport vom Hunsrück nach dem östlichen Haardtrande in Betracht kommenden Gebieten anlangt, so sei auf einen Fall verwiesen, auf den mich E. Trutzer aufmerksam machte. Gelegentlich seiner botanischen Exkursionen in die Umgegend von Kaiserslautern fiel ihm oft ein Felsblock auf, der, anscheinend gemengtes Gestein, zwischen Katzweiler und Olsbrücken am rechten Lauterufer mitten in bebautem Felde lag und der Ackerbestellung sehr hinderlich war, weshalb er schließlich mit großer Mühe beseitigt wurde. Damit kann und soll nichts bewiesen werden als das Eine, daß in den von Leppla angeführten Gegenden früher vielleicht manches Naturdenkmal vorhanden war, das für die Beurteilung der Glazialverhältnisse der Pfalz von Bedeutung wäre, jedoch zerstört worden ist oder daß noch manches vorhanden ist, aber sich bisher der Kenntnis der Forscher entzogen hat. Haben wir es in den genannten Gegenden doch teils mit frühgeschichtlichem Kulturlande teils mit ausgedehntem uraltem Waldgebiete zu tun! Wenn also Thürach auf Grund seiner gleich im folgenden anzuführenden Untersuchungen annimmt, daß die etwa vorhanden gewesenen Gletscherspuren im Innern der Haardt (was auch für die Hinter-

[1]) Auch a. and. O.: Moorniederung, S. 179—181, spricht sich Leppla dagegen aus, daß, trotz mehrfacher Versuche, im pfälzischen Buntsandsteingebiet irgend ein tatsächlicher Beweis für glaziale Bildungen der pleistozaenen Zeit geführt sei. „Weder glaziale Ablagerungen und deren Oberflächenformen noch die mechanischen Wirkungen des Gletschereises konnten bisher nur andeutungsweise gefunden werden.“ Aehnlich Lepsius, Geologie von Deutschland, S. 671: „Die Vergletscherung scheint den nördlichen Teil der Vogesen nicht ergriffen zu haben; ebenso sind in der Haardt und im Odenwald keinerlei Gletscherspuren nachzuweisen. Diese Gebirge waren zu niedrig, als daß sich in ihnen während der glazialen Periode Gletscher erzeugen konnten.“

pfalz gilt) durch die Natur zerstört worden sind (S. 181 f.), so mag in dieser Hinsicht im Laufe der Jahrtausende auch vieles durch Menschenhand geschehen sein und manches sich noch der Kenntnis der Wissenschaft entziehen.

In ein neues Stadium trat die pfälzische Glazialfrage durch die Forschungen des badischen Geologen Thürach ein, der sich den von Mehlis aus seinen Funden gezogenen Schlußfolgerungen gegenüber weniger ablehnend verhält als Leppla, ja denselben zum Teil sogar unbedingt beistimmt. Thürach kommt auf Grund eingehender Untersuchungen[1]) zu dem Ergebnis einer teilweisen Vergletscherung der Haardt. Er untersuchte vor allem die moränenartigen diluvialquartären Ablagerungen in der Rheinebene bei Klingenmünster, zu welchem Zwecke teilweise eigene Aufschlüsse hergestellt wurden, und kam zu neuen, exakten Ergebnissen. Soweit er auf geschichtete Sand- und Kiesmassen stieß, erklärte er sie für unzweifelhafte Ablagerungen des fließenden Wassers. Anders ist es bei den ungeschichteten Geschiebe- und den Blockablagerungen. Hier reicht die Annahme von fließendem Wasser zur Erklärung der Bildungsweise nicht aus, hier müssen stärker wirkende Kräfte beteiligt gewesen sein. Solche aber findet Th. in den Gletschern, welche ja noch vor unsern Augen Geschiebe- und Blockmassen erzeugen, die denen bei Klingenmünster gleichen. War jedoch die Haardt einst hier vergletschert, so ist dies sicherlich auch noch an anderen Orten des östlichen Gebirgsrandes der Fall gewesen (S. 157). Aehnliche ungeschichtete Geschiebeablagerungen mit Buntsandsteinblöcken und moränenartiger Struktur wie bei Klingenmünster fand Th. allerdings nur noch bei Albersweiler und bei Edenkoben. Dagegen fanden sich bis über 1 m große Buntsandsteinblöcke, bei denen sich mangels günstiger Aufschlüsse die Struktur der Geschiebemassen, in denen sie lagen, nicht oder nicht deutlich genug erkennen ließ, noch an zahlreichen Stellen in den quartären Ablagerungen am östlichen Rande des Haardtgebirges und sind diese Ablagerungen bei fortgeschrittener Erkenntnis vielleicht auch einmal den Moränenbildungen zuzuzählen. Th. gibt neunzehn solcher Fundorte, zum Teil von beträchtlicher Ausdehnung, zwischen Altenstadt an der Südgrenze der Vorderpfalz und Kallstadt nördlich von Dürkheim an (S. 163 f.).

Nach den Feststellungen Thürachs können also die erwähnten Blöcke, wenigstens die von Klingenmünster, Albersweiler und Edenkoben, weder durch das fließende Wasser der Rheinebene noch durch die Bäche der Haardt, weder durch die Eisschollen des

[1]) H. Thürach: Ueber die moränenartigen Ablagerungen bei Klingenmünster in der Rheinpfalz. Mitteilungen der Großh. Badischen Geologischen Landesanstalt. 3. Bd. 1899, S. 121—189.

erstgenannten Wassers noch durch Schollen, welche etwa aus der Eisdecke eines Hochwassers glazialer oder interglazialer Aera sich bildeten, fortgetragen und an ihre jetzige Stelle transferiert worden sein. Ferner kann diese Verfrachtung weder durch Hochfluten einer Talsperre, welche am Nordrande der Ebene durch einen Bergsturz oder gestaute Treibeismassen entstanden sein könnte, noch durch den kräftig brandenden Wellenschlag eines Sees, dessen Absatz der Löß wäre, erklärt werden. „So läßt uns jeder Versuch einer Erklärung der Bildungsweise dieser Blockablagerungen, bei der wir uns nur flüssiges Wasser mitwirkend denken, bei genauerer Prüfung der Sache im Stich. Dagegen gibt es eine Bildungsweise, die alle sich darbietenden Erscheinungen in befriedigendster Weise zu erklären vermag. Sie liegt in der Annahme von Gletschern." Auch Schumacher,[1]) der im allgemeinen das Vorhandensein glazialer Bildungen in der Rheinebene verneint, erscheinen diese Blockablagerungen mindestens glazialverdächtig, wenn er sagt: „Von Gletschern unmittelbar herrührende Massen, wie wir deren in den Vogesentälern so vielfach antreffen,[2]) sind zwischen den Randgebirgen jedenfalls nicht vorhanden, auch wenn wir die eigentümlichen Anhäufungen von Blöcken zwischen Dambach und Oberehnheim und an anderen Stellen des Unter-Elsaß mit Daubrée als glazialen Ursprungs ansehen wollen."

Ein besonderes Gewicht legt Thürach bei seiner Glazialdiagnose auf die von Mehlis aufgefundenen Gletschermühlen. Er erklärt nicht nur die M.'sche Deutung dieser Gebilde als Gletschermühlen für wohl zutreffend (nach der Beschreibung im Globus, 1886, 50. Bd.), sondern lehnt auch dessen Annahme nicht ab, daß die betreffende Blockmasse als Stirnmoräne eines wahrscheinlich vom Kalmit niedergehenden Gletschers anzusehen sei. Der Block gehörte nach Thürach der ältesten in Süddeutschland überhaupt bekannten Vereisungsperiode an.[3])

Außer auf das Vorhandensein von Blöcken in den Geschiebemassen, auf das Ungeschichtetsein der letzteren und ihre Entfernung vom Gebirgsrand stützt Türach seine Annahme einer Haardtvergletscherung noch besonders auf das Fehlen von Konchylien in diesen Geschiebemassen, das für Moränenbildungen typisch ist, und auf Stauchungen der unteren Geschiebelagen.

Und so nimmt denn Thürach in den von ihm untersuchten Gebieten mit großer Sicherheit drei Vergletscherungen an, von denen die ungeschichteten Geschiebemassen und Blockablagerungen Endmoränen sind:

1) Bildung der Rheinebene, S. 315 f.

2) Die Vergletscherung der Südvogesen und des südlichen Schwarzwalds wurde von einer Anzahl von Geologen wie Dollfus, Deecke u. a. bereits früher nachgewiesen.

3) a. a. O., S. 177.

1. Bei Klingenmünster. In der Glazialzeit war wahrscheinlich die Berggruppe des Treutelsberges mit der des Abtskopfes noch vereinigt und das Klingbachtal ähnlich dem Triefenbachtal bei Edenkoben abgeschlossen gestaltet (S. 180).

2. Bei Albersweiler. Thürach vermutet, daß die dortige Moräne am Taschberg nicht von einem großen Gletscher des Queichtals, sondern von einem kleineren, vom Hohenberg herabkommenden Gletscher stammt (S. 180).

3. Bei Edenkoben, wo das Triefenbachtal für eine Gletscherbildung besonders günstig war, weil es ringsum von verhältnismäßig hohen Bergen umschlossen ist (S. 178).

Aber auch andere Vergletscherungen hält Thürach für wahrscheinlich oder doch für möglich (bei Neustadt, Deidesheim, Dürkheim etc.).

Er warnt jedoch davor, aus jeder Blockablagerung eine Moräne und einen dazu gehörigen Gletscher konstruieren zu wollen. Besonders dürfe man ungeschichtete Geschiebemassen mit Blockeinschlüssen, welche dem Gebirge direkt anliegen, wie z. B. bei dem Dorfe Haardt und bei Königsbach, nicht ohne weiteres als Moräne deuten und dann solche Anhäufungen als Stützen der ehemaligen Vereisung betrachten (S. 181). Für das Innere der Haardt glaubt Thürach das Vorhandensein von Gletscherspuren verneinen zu müssen.

Neben Thürach hat F. Bayberger[1]) sein Augenmerk auf die Glazialerscheinungen in der Pfalz gerichtet. Noch ehe ihm die Ergebnisse der Thürachschen Untersuchungen bekannt waren, stieß er in der Gegend von Wolfstein auf Gerölle und Blöcke, welche ihm wie durch Eis transportiert erschienen. Auch die Blockhalde im Hirschsprungtal bei Kaiserslautern glaubt er möglicherweise auf die Tätigkeit des Eises zurückführen zu dürfen. — Mir selbst erscheinen einige im Wattweiler Tal, südwestlich von Zweibrücken, mitten in Wiesen gelegene Blöcke eines stark kalkhaltigen Sandsteins vielleicht auch durch Eistransport dorthin gekommen zu sein. Das tief und steil eingeschnittene Wattweiler Tal mit seinen oberen Verzweigungen könnte recht wohl durch Gletschererosion entstanden oder weiter ausgebildet worden sein.

[1]) Geographische Studien über das nordwestpfälzische Lautertal. Frankfurt a. M. 1899, S. 65 f.

b. Die Entstehung des Lösses.

Eine zweite, vielumstrittene Frage ist die nach der Entstehung der wichtigsten, weil ausgedehntesten und für die Besiedelungs- und Wirtschaftsverhältnisse bedeutungsvollsten diluvialen Ablagerung, des fruchtbaren Lösses, jenes feinen staubartigen Sandes, der sich durch seinen Kalkgehalt von den tonigen Lehmen unterscheidet. „Alle Ablagerungen, die älter sind als die Niederterassenschotter, sind unter einer Lage Löß und Lehm verborgen und nur gelegentlich darunter sichtbar. Die Mächtigkeit dieser Lage nimmt von Basel abwärts zu und erreicht oft 20 Meter"[1]) Ueber die Bedeutung dieser Lößablagerungen für unser Gebiet äußert sich Penck folgendermaßen:[2]) „Weit wichtiger als die an die Flußläufe geknüpften, während der Eiszeit entstandenen Schotter- und Geröllterrassen sind die in der Diluvialperiode gebildeten Ablagerungen jenes feinen gelbbraunen Gesteinsstaubes, des Lösses."

Bezüglich der Entstehung dieser Ablagerungsschicht stehen sich zwei wissenschaftliche Anschauungen schroff und unvermittelt gegenüber, die aerische und die fluvioglaziale Theorie, von denen jede in ihrem Sinne die Frage zu beantworten sucht: Ist der Löß zusammengeweht oder zusammengeschwemmt? Wir wollen die beiden Theorien in ihren Hauptvertretern für unser Gebiet, den Geologen Gümbel und Schumacher, vorführen.

Schumacher[3]) stellt vor allem fest, daß, während man bisher den Löß als etwas Einheitliches betrachtet hat, es vielmehr drei Arten von Löß gebe, welche bei normaler Schichtung derart aufeinander folgen:

1. unterer, alter, echter Löß
2. Sandlöß, unechter Löß
3. oberer, junger, ebenfalls echter Löß.

Der echte Löß, auch Terrassen- oder Plateaulöß genannt, ist demnach dem unechten Sandlöß teils untergelagert (älterer Löß), teils übergelagert (jüngerer Löß). Die Schwierigkeit der Unterscheidung dieser drei Arten, besonders des älteren und jüngeren Löß, beruht aber darin, daß der ältere und jüngere echte Löß dem Sandlöß stellenweise auch angelagert sind.

Der deutlich geschichtete Sandlöß[4]) wird auch von Schumacher als fluvioglaziale Bildung angesehen und zwar als eine „auf

---

[1]) Penck-Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, S. 453.

[2]) Das Deutsche Reich, S. 239.

[3]) E. Schumacher: Die Bildung und der Aufbau des oberrheinischen Tieflandes. Mitteilungen der Kommission für die geologische Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen. II. Bd. 1889—90.

[4]) In der Pfalz wird der Sandlöß strichweise durch Kies- und Sandablagerungen vertreten, welche man, da sie sich namentlich unter der Oberfläche des Bienwaldes ausbreiten, Bienwaldgerölle oder Bienwaldschotter nennt.

Kosten der bereits vorhandenen älteren Lößmassen durch Umschwemmung gebildete Ablagerung.“ Das Lößmaterial würde dann aus dem schon vorhandenen alten Löß (der selbst als fremden Ursprungs zu denken ist), der Sand aus den Vogesen stammen. Die Umschwemmung denkt sich Schumacher folgendermaßen: Der alte Löß wurde durch die reichlichen Niederschläge der Eiszeit, also durch Regen und Schnee abgeschwemmt und gelangte in den Wasserlauf der Rheinebene. Als nun dieser infolge Abnahme der Gletscher oder infolge Stauung durch Treibeismassen bei Bingen ruhiger dahinfloß, lagerten sich die von ihm mitgeführten Lößmassen ab, vermischt mit Vogesensand, der durch die seitlich einmündenden Flüsse mitgebracht worden war (S. 359). Diesen Sandlöß muß demnach Schumacher von seinem aerischen Erklärungsstandpunkt aus als unechten Löß bezeichnen.

Den eigentlichen, echten Löß erklärt Schumacher nach Widerlegung der Seetheorie und der Hochfluttheorie als auf aeolischem Wege entstanden. Das fast vollständige Zurücktreten von Schichtung,[1]) welches man am echten Löß beobachtet, kann nach Sch. an sich noch nicht als Beweis gegen den Absatz aus Wasser betrachtet werden, „da sich die jungen Schlickabsätze der Flüsse, wie wir diese auch bei dem Rheinschlamm sehen (bei Ueberschwemmungen) in dieser Hinsicht häufig ganz ähnlich verhalten. Aber auffallend bleibt es doch“ (S. 328), daß nämlich die echten Lößablagerungen völlig ungeschichtet sind. Gegen die Ablagerung des echten Löß aus einem diluvialen Rheintalsee spricht nach Sch. ganz einfach der Umstand, daß die Rheinebene in der Quartärzeit, wenigstens in der Zeit der Lößablagerungen, kein See mehr war, wenn auch wohl noch in der jungtertiären und altdiluvialen Zeit. Freilich war es für die menschliche Phantasie naheliegend, sich die allseitig umrahmte Ebene noch in später Zeit als einen See vorzustellen und die Volkssage hat sich dieser Vorstellung bemächtigt.[2]) Der Rheindurchbruch durch das Schiefergebirge und damit der Rheinlauf ist nach Sch.'s Ansicht schon sehr alt, älter als die Lößablagerungen. Sch. beruft sich hierbei auf die Unter-

[1]) Schumacher nimmt für den Löß statt der Schichtung eine Bankung an (S. 272), also Lagen, die sich in der Färbung unterscheiden. Eine Bank zerfällt in 2 Zonen, indem eine untere, hellere, etwas mächtigere und eine obere, dunklere, weniger dicke Masse zusammengehören. Der Wechsel in der Farbe beruht auf dem größeren oder geringeren Kalkgehalt der Lagen; die obere Schicht denkt sich Sch. nachträglich entfärbt; je mehr sie an Kalk verliert, desto dunkler wird sie (also umgekehrt wie beim Buntsandstein, der durch Entfärbung heller wird!). Die Bankung läßt vielleicht auf kürzere Unterbrechung im Ablagerungsprozeß schließen.

[2]) August Becker weist in den aus seinem Nachlaß herausgegebenen „Wasgaufahrten“ darauf hin.

suchungen Pencks über die Entstehung des Rheinlaufs, von denen weiter unten noch die Rede sein wird. Da ferner der Löß bis über Köln hinausreicht, so müßte dort ein Damm mitten im flachen Lande gewesen sein, der einen See bis zum Bodensee hin aufgestaut hätte. Daran ist aber nicht im mindesten zu denken.

Nach der Hochfluttheorie wäre der Löß ein von fließendem Wasser abgespülter Moränenschlamm, der von öfter wiederkehrenden Hochwassern abgesetzt wurde. Diese Hochfluten könnten entweder durch Ansammlung von bedeutenden Treibeis- oder Geröllmassen am oder im engeren Rheintal, also durch vorübergehende ganze oder teilweise Verstopfung des Abflusses durch das Schiefergebirge, wodurch eine Rückstauung hervorgerufen worden wäre, oder sie könnten durch eine einen Teil der heutigen Nordsee erfüllende Landeismasse (Geoidveränderung nach Penck!) entstanden sein. Das würde nach Sch. eine „vollständige Gleichaltrigkeit von Sandlöß und echtem Löß, ein Nebeneinanderhergehen der Ablagerungen beider Bildungen zur Voraussetzung haben." Es bliebe hierbei unerklärt oder doch sehr schwer zu begründen, wie der echte Löß dem Sandlöß in mächtigen Massen übergelagert wurde, so daß er sich in beträchtlichen Höhenlagen über dem benachbarten Wasserlauf findet (S. 328). Wenn nun aber auch eine solche Bildungsweise an sich immerhin noch denkbar wäre, so ist für Sch. das Bedenken ausschlaggebend, daß die im Löß gefundenen Einschlüsse von tierischen Ueberresten keine Veranlassung geben, die Entstehung des Löß in eine sehr strenge Klimaperiode zu verlegen.

Alle die Bedenken, welche der See- und Hochflutablagerungstheorie entgegenstehen, existieren nach Sch. für die äolische oder Steppentheorie nicht. Wenn der echte Löß eine Anhäufung von feinen, staubartigen Teilchen ist, welche sich aus der Luft niederschlugen, so konnten sich solche Massen in den verschiedensten Höhenlagen bilden, so daß es leicht einzusehen ist, warum der echte Löß dem Sandlöß bald unter-, bald neben-, bald übergelagert ist. Daß sich der echte Löß an alle ehemaligen Geländeunebenheiten anschmiegt, erscheint aus der äolischen Theorie sicher nicht schwerer erklärlich als aus irgend einer anderen Annahme, ebenso seine auffallend gleichmäßige Beschaffenheit über große Flächen hin und seine eigentümliche poröse Struktur. Endlich aber erscheint aus dieser Theorie das Vorkommen von zahlreichen, regellos verteilten Landschnecken, bei vollständigem Fehlen der Süßwasserschnecken, wogegen im Sandlöß Land- und Süßwasserschnecken sich vorfinden, jedenfalls besser begründet als aus einer anderen Hypothese. Die Schneckengehäuse hat man sich hiebei nicht als eingeschwemmt, sondern als eingebettete Reste der an Ort und Stelle

oder doch in der Nähe abgestorbenen Tiere zu denken. Nach Sch.'s Theorie wäre also nur der Sandlöß in der Glazialzeit entstanden, während der alte Löß in einer dieser Entstehungszeit vorhergegangenen interglazialen Epoche, der junge Löß in einer postglazialen Periode entstanden wäre.

Auch Lepsius[1]) nimmt unbedingt einen äolischen Ursprung des Lösses an. Ja er hält die Lößbildungen der Rheinebene geradezu für geeignet, die Richthofensche Theorie zu stützen und zu beweisen. „Der echte Löß ist stets vollkommen ungeschichtet, ein Zeichen seiner subaerischen Entstehung: als Staub aus der Rheinebene vom Winde aufgewirbelt, lagerte er sich nicht im Wasser, sondern auf Grassteppen ab" (S. 659). „Durch diesen jetzt nachgewiesenen Uebergang aus dem Flugsande in den Löß wird die Theorie von Richthofen über die äolische Entstehung des Lösses wesentlich gekräftigt" (S. 657). Lepsius läßt das Lößmaterial aus der Rheinebene selbst stammen.

Im Gegensatze hiezu ist Gümbel[2]) der Anschauung, daß der Löß einen Absatz aus mächtigen Wasserfluten der Glazialzeit darstellt, und stützt sich hiebei hauptsächlich auf die Tatsache, daß der scheinbar ungeschichtete, aber doch eine vielfach wechselnde hellere und dunklere Färbung aufweisende Löß wie auch die nicht selten eingelagerten Sand- und Geröllschichten niemals eine andere als eine horizontale, schichtenmäßige Anordnung und nie jene bogenartig gekrümmte Streifung aufweist, wie sie bei den durch den Wind hervorgerufenen Bildungen, z. B. bei Dünen, durchweg herrscht.

Um die beiden entgegenstehenden Meinungen kurz zusammenzufassen, wäre also nach Schumacher der echte Löß eine äolische, der Sandlöß eine fluvioglaziale Bildung, der untere Löß wäre interglazial, der Sandlöß glazial und zwar spätglazial, d. h. vom

---

[1]) Geologie von Deutschland, I. Bd., S. 655.

[2]) Geologie von Bayern, II. Bd., S. 1050 f. — Aehnlich: A. Leppla, Zur Lößfrage. Geognostische Jahreshefte. II. Jahrg. Cassel 1889, S. 176—187. Leppla hält namentlich die bedeutenden Mengen von Kalk im Löß (10—30 Proz. des Gesamtgewichtes) für einen wichtigen Gegengrund gegen die Annahme der äolischen Bildung. Auch er spricht von „scheinbar" ungeschichteter Ablagerung des Lösses. — Gegen Leppla polemisiert A. Sauer: Zur Lößfrage. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1890. 2. Bd., S. 92—97: „Jedenfalls wird man von den die fluviatile Entstehung des Löß befürwortenden Geologen eine Erklärung für das vollkommene und beständige Fehlen der Süßwasserschnecken im Plateaulöß fordern dürfen" (während im Sandlöß, wie schon erwähnt, Land- und Süßwasserschnecken vorhanden sind). — Ihm gegenüber bleibt Leppla auf seiner Anschauung bestehen: Zur Lößfrage, ebda., S. 194—198. — Neuerdings tritt F. Frech (Ueber Steppen- und Lößbildung. Natur und Kultur. 3. Jahrg. 1905/06, S. 615 ff. und 675 ff.). aufs entschiedenste für die aerische Entstehungstheorie des Lösses ein.

Alter der zweiten Eiszeit, die Hauptmasse[1]) des echten Lößt, der obere Löß, postglazial. Für Gümbel dagegen ist der gesamte Löß fluvioglazial und zwar der untere Löß einer früheren, der obere einer späteren Vereisungsperiode angehörig, der Sandlöß interglazial. Nach Schumacher ist der Löß ungeschichtet und weist nur eine Bankung auf, nach Gümbel ist er nur scheinbar ungeschichtet. —

Die von den Anhängern der Richthofenschen Theorie für die Erklärung des Rheinlöß als äolischer Bildung ins Feld geführten Gründe sind durch die Gegengründe der Befürworter der fluviatilen Bildungserklärung n i c h t entkräftet. Besonders die Tatsache, daß die fossilen Einschlüsse des echten Löß nie in Wasser-, sondern nur in Landtieren bestehen, worunter sich auch echte Steppentiere befinden, läßt mit Sicherheit darauf schließen, daß der Löß in der Rheinebene zu einer Zeit, wo Steppenklima herrschte, durch trockene Bildungsweise entstanden ist. Das Material lieferten hauptsächlich die nahegelegenen, mächtigen und damals noch vegetationsfreien Schuttablagerungen der Alpengletscher. Die feineren Teile dieser Moränen u. s. w. wurden durch den Wind in die Rheinebene hereingetragen (vgl. die Sandstürme in den heutigen Steppen und Wüsten), wo sie schon infolge der allseitigen Gebirgsumrandung liegen blieben.

Auf der niedersten Stufe der Rheinebene fehlt der echte Löß vollständig, hier sind Sande und Kiese vorhanden; dagegen sind die beiden oberen Terrassen größtenteils mit Löß bedeckt, der ihnen ihre Fruchtbarkeit verleiht, aber die Lösung der Frage nach den Geröllterrassen kompliziert gestaltet.

c. Die Bildung des Rheinlaufes.

Die dritte Frage, über welche die Meinungen in der geologischen Wissenschaft geteilt sind, ist die nach dem Anfange des heutigen Rheinlaufes, also die Frage: Von wann an kann man von einem fließenden Gewässer, das dem heutigen Rhein entspricht, reden? Die Beantwortung dieser Frage kommt sachgemäß auf die Lösung des Problems hinaus, von wann an ein Durchbruch der mittelrheinischen Gewässer durch das Schiefergebirge vorhanden war. Besonders eingehend haben sich Penck und Lepsius und neben ihnen Schumacher und Honsell mit der Rheinfrage beschäftigt und sie in einer Anzahl wichtiger Punkte ziemlich übereinstimmend be-

[1]) Anders bei Penck-Brückner, die Eiszeit, S. 468, wo auch älterer und jüngerer Löß unterschieden ist, aber der ältere als weit mächtiger wie der jüngere bezeichnet wird, welcher Umstand auf eine längere Interglazialzeit schließen lasse.

antwortet. So lange freilich die Ansichten über den Verlauf der Diluvialzeit selbst in der Rheinebene noch nicht geklärt sind, wird auch über die hier einschlägigen Verhältnisse kein abschließendes Urteil möglich sein.

„Ein Wasserlauf muß entstehen, sobald ein Festland über das Meer emportaucht", sagt Honsell[1]) mit Recht. Da nun unser Gebiet dem Verlauf der Erdentwicklung gemäß abwechselnd Meeres-, See- und Festlandsboden war, da es, wie überhaupt ein großer Teil des gesamten Rheingebietes, besonders in der Kreide- und teilweise in der Eozaenzeit inselartig über das mitteleuropäische Meer emporragte, so hat der Rheinlauf schon einen oder mehrere sehr alte Vorgänger gehabt; denn „in allen früheren Festlandszeiten waren Flüsse da."[2]) Auch der pliozaene, bereits nach Norden gerichtete Wasserlauf der Rheinebene war nach Gümbel noch ein Vorläufer des Rheins. Es kann heute nicht mehr bezweifelt werden, daß die Flußsysteme Europas vor und während der Eiszeit noch wesentlich andere waren als nach dem Diluvium.[3]) Flußteilungen, Flußgabelungen und Deltabildungen waren zweifellos häufiger als jetzt. Wahrscheinlich unterlag damals der heutige Oberrhein südlich vom Jura einer doppelten Bifurkation und ergoß seine Gewässer teils in die Rhone teils in die Donau. Erst seit dem Ausgang der Eiszeit traten ungefähr die heutigen Verhältnisse ein. Honsell[4]) nimmt an, daß durch die eiszeitlichen Trümmermassen im Norden des jetzigen Genfer- und Bodensees Wasserscheiden geschaffen worden seien, welche den Rhein von der Rhone und Donau trennten und ihn nötigten den Jura zu durchbrechen und bei Basel in die Rheinebene einzutreten, womit der Zusammenhang mit der Bewässerung der Rheinebene, dem heutigen Mittelrhein, hergestellt war. Nach Honsell (S. 40) ist dieser ganze Juradurchbruch und damit auch der Rheinfall bei Schaffhausen postglazial und noch jünger der Durchbruch bei Bingen. „Das Durchbruchstal des Oberrheins von Waldshut bis Basel war, wie aus seiner Breite und aus den verhältnismäßig sanften Formen der beiderseitigen Bergabhänge in den höheren Teilen, besonders auch aus der noch klein zu nennenden Wassermenge jener Strecke geschlossen werden kann, allerdings nicht bis zu der heutigen Tiefe herab, früher ausgebildet als der enge, von steilen Bergwänden eingefaßte Durchbruch durch das oberrheinische Schiefergebirge" (S. 40). — Freilich ist gegen diese Auffassung von

[1]) Der Rheinstrom, S. 38.

[2]) Honsell, ebda.

[3]) Vgl. die Beispiele bei Penck, Ueber Periodizität der Talbildung. Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 11. Bd. 1884.

[4]) a. a. O., S. 39.

Honsell einzuwenden, daß die Formen der Täler doch nicht nur von ihrem Alter sondern auch von der Gesteinsart ihrer Begrenzungen abhängt, so daß also gleichalterige Täler verschiedene Böschungswinkel und sogar ältere Täler steilere Ränder aufweisen können als jüngere. Jedenfalls unterliegt das Kalkgestein des Juradurchbruchs der chemischen und mechanischen Verwitterung leichter als die Gesteine des rheinischen Schiefergebirges. Was speziell den Rheinfall von Schaffhausen betrifft, so kann es als nachgewiesen gelten, daß der Rhein schon vor Bildung dieses Kataraktes eine nördlichere Laufrichtung durch den Klettgau hatte, daß also gerade die Entstehung des Rheinfalls relativ recht jungen Datums ist. — Durch den Juradurchbruch war also der Zusammenhang des Rheins mit der Bewässerung der rheinischen Grabenversenkung hergestellt. In letzterer hatte sich die tertiäre Meeresbucht nach dem Aufhören der Verbindung mit dem norddeutschen und dem schweizerischen Tertiärmeer in einen Süßwassersee verwandelt, dann hatten sich nach Honsells Anschauung diluviale Stauwasser gebildet, in welche seit dem Juradurchbruch nach der Eiszeit der Oberrhein mündete. Dadurch sowie durch eine gleichzeitig stattfindende Höherlegung der Grabensohle wurde die ganze Rheinebene bis zum Ueberlaufen mit Wasser angefüllt. Der Boden der oberrheinischen Senke wurde nämlich im Süden durch die Ablagerung von Geschiebemassen alpiner Herkunft, weiter nördlich durch Gerölle aus den beiderseitigen Randgebirgen gehoben und zwar, wie durch Bohrungen in der Gegend von Darmstadt nachgewiesen wurde, um mehr als 100 m. „Das hierdurch und durch die stets zufließenden Gewässer steigende Seeniveau erreichte nun endlich die Höhenlage der von den vordiluvianischen Strömen im Schiefergebirge vorgezeichneten Bahnen, der See begann sich zu entleeren und der Rhein konnte sich zunächst bis zur Oberfläche der abgelagerten Geschiebe herab einschneiden. War diese erreicht, so konnte er sein Bett durch die Fortschaffung dieser Geschiebe weiter vertiefen und dieselben an den Rändern der eingenagten Rinne absetzen." — Auch diese Stelle der Honsellschen Ausführungen, so klar sie an sich ist, ist nicht ganz einwandfrei. Durch Gümbel und andere erscheint die Existenz fließender Gewässer in der Rheinebene vor der Eiszeit glaubhaft nachgewiesen und zwar zunächst die Herrschaft eines von Norden nach Süden gerichteten Stromlaufes (der wohl seinen Abfluß in der Gegend der heutigen Burgundischen Pforte hatte entweder in das noch vorhandene Tertiärmeer oder in die schon entstandene Rhone), der sich dann seit der Auffaltung der Alpen und des Jura nach Norden wendete. Mag auch dieser südnördlich fließende Strom in der Eiszeit manchmal vorübergehend

gestaut worden sein, das Eintreten einer vollkommenen Stagnation ist doch nicht anzunehmen.

Honsell verlegt also die Entstehung des jetzigen Rheinlaufes in eine späte, die postglaziale Zeit. Vielleicht stimmt Leppla[1]) in dieser Zeitannahme mit ihm überein, wenn er von einer noch in der pleistozänen Zeit durch das Schiefergebirge im Mainzer Becken gestauten alten Rheinströmung spricht, von der wahrscheinlich ein Arm durch die heutige Pfalz in das Nahetal abfloß.[2]) — Schumacher[3]) läßt ebenfalls den Rhein unmittelbar aus den Seen oder dem See, der in der letzten Tertiärzeit die heutige Rheinebene bedeckte, entstehen. Er denkt sich diese Wassermassen wegen der damals noch nicht so fortgeschrittenen Senkung hoch über der jetzigen Rheinebene gelegen und schreibt ihnen bereits einen Abfluß nach Norden zu, „und wir dürfen uns denselben, nach Ausfüllung der Seen durch eingeschwemmtes Gerölle, Sandmassen u. s. w., zum Vorläufer des heutigen Unterrheines ausgebildet denken.“ Man darf nach Sch. nicht annehmen, daß der Rhein seinen Unterlauf erst bildete, als das Schiefergebirge durch das Absinken der anliegenden Landmassen (nach Honsell in der nachpliozänen Zeit) bereits entstanden war. Mit diesem Sinken der umgrenzenden Gebiete war eine Hebung des Schiefergebirges selbst verbunden. Gegen diese langsam entstehende Gebirgsschwelle konnte sich aber der einmal gebildete Flußlauf durch die erodierende Kraft

---

1) Moorniederung, S. 163.

2) Es ist immerhin merkwürdig, daß bei der geologischen Erörterung über den Rheinlauf die alte hessische Senke, die doch eine natürliche Fortsetzung der oberrheinischen Tiefebene ist, nirgends mehr in Betracht gezogen wird. Durch diese Senke war schon die tertiäre Meeresbucht unserer Grabensenke mit dem norddeutschen Tertiärmeer in Verbindung gestanden. Wenn auch durch die fortdauernde Senkung der oberrheinischen Tiefebene diese Verbindung schließlich abgeschnitten wurde, so fand doch anderseits in oder gleich nach der Glazialzeit wiederum eine nicht unbeträchtliche Auffüllung der Talsohle statt, so daß man einen Abfluß oder Durchbruch des Rheines durch die Wetterau für näherliegend halten sollte als den Durchbruch und Abfluß durch das Schiefergebirge. Es mögen also außer der fortdauernden Rheintalsenkung auch noch andere absperrende Faktoren in Betracht kommen, wie die eruptive Entstehung größerer Basaltmassen in der Wetterau und die Anhäufung von Geröll- oder Treibeismassen vor der Senke durch die Strömung der Glazialzeit selbst, die hier, in der Mitte des Nordrandes der Ebene, gewiß nicht am schwächsten war. Vielleicht fand auch eine westliche Abdrängung des Glazialstromes durch den Main statt, wie überhaupt die ganze Rheintalströmung jedenfalls seit der Diluvialzeit mehr und mehr nach Westen verdrängt wurde. Daß der alte Strom ursprünglich ganz östlich floß, dafür spricht der Umstand, daß sich das östliche Randgebirge so unvermittelt aus der Ebene erhebt.

3) Entstehung und Aufbau der Rheinebene, S. 204 f.

seiner geröllführenden Wassermassen behaupten.[1]) Schumacher verlegt also die eigentliche Entstehung des heutigen Rheinlaufes in die Diluvialzeit.

Während wir bei Honsell auf die Annahme stießen, daß der obere Rhein seine Gewässer ursprünglich durch eine Doppelbifurkation an die Rhone und die Donau abgab, kommt Penck auf Grund seiner Untersuchungen der eiszeitlichen Gletscherverhältnisse zu einem anderen Ergebnis[2]). In der Eiszeit reichte der östliche Arm des subalpinen Rhonegletschers, der sich zwischen Alpen und Jura erstreckte, aber auch in das letztere Gebirge übergriff, teils bis an den Rhein selbst teils — beim letzten Vorstoß — wenigstens bis in das Rheingebiet. Der Rheingletscher aber dehnte sich bis über die Wasserscheide der Donau in das Gebiet der letzteren aus, so daß also ein Teil des Rhonegebietes durch den Rhein zur Nordsee, ein Teil des Rheingebietes durch die Donau zum Schwarzen Meere entwässert wurde. Anderseits war aber auch höchst wahrscheinlich die Donau dem Rheine tributär — wie es ja heute noch infolge der unterirdischen Bifurkation zwischen den Spalten im Donaubette bei Hattingen-Möringen und der Aachquelle im Hegau der Fall ist —, indem sich ein Arm der Donau quer durch den Jura in das fränkische Becken ergoß und dadurch in das Rheingebiet gelangte.[3]) Auch nach Penck war also in der Diluvialzeit ein Rheinlauf ungefähr im heutigen Sinne bereits vorhanden; ja er existierte bereits in der der Eiszeit vorausgehenden Pliozaenepoche und war dann während des Diluviums den Veränderungen unterworfen, von denen damals die Flüsse in allen Vereisungsgebieten betroffen wurden: „In den Gebirgen wurden sie durch Gletscher ersetzt und in den Ebenen schütteten sie Täler zu, anstatt solche einzuschneiden".[4])

Auch Lepsius gibt zu[5]), daß eine Art Vorläufer des heutigen Rheins bereits in der pliozaenen Zeit entstanden sein könne. Doch sei das jene Zeit, über welche man für den deutschen Boden wenig Kenntnis besitze. Da aber Lepsius zur Zeit des mittleren Diluviums in der Rheinebene sich immer noch einen großen Süßwassersee ausbreiten läßt[6]), so kann er die Entstehung des eigentlichen Rheinlaufes nicht vor dieser Zeit annehmen. In diesen Grabensee mündete im Süden der Rhein in Deltaform. Und nun habe

[1]) Weitere interessante Schlüsse auf die Rheinentstehung siehe a. a. O. S. 205 und 327.

[2]) Penck-Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, S. 395 f.

[3]) Penck, Das Deutsche Reich, S. 239.

[4]) ebda., S. 238.

[5]) Geologie von Deutschland, S. 215.

[6]) ebda., S. 648 f.

man sich die Zuschüttung des Sees so zu denken, daß der Rhein während der Diluvialzeit sein Delta allmählich von Basel bis Mainz vorrückte und so die ganze Süßwasseransammlung allmählich ausfüllte, im Süden mit grobem, nach Norden mit immer feiner werdendem Schuttmaterial, so daß am Ende der Eiszeit die trockene Tiefebene und das in die Seeablagerungen einschneidende Strombett fertig war. Schon der Süßwassersee, der ursprünglich seinen Abfluß nach Süden geschickt hatte, war nach Lepsius späterhin gegen Norden entwässert worden und zwar durch das Schiefergebirge hindurch, das damals unmöglich schon die heutige Höhe gehabt haben konnte, sondern im Verlaufe der Diluvialzeit nur weniger eingesunken ist als seine Nachbargebiete.[1]) In dieses Gebirge grub nun der Rhein während der Diluvialzeit sein Bett ein und durchfloß es ungefähr in der heutigen Laufrichtung von Bingen bis Bonn. Die gewaltige Erosionsarbeit der immer tieferen Einbettung im Schiefergebirge während der Diluvial- und Alluvialzeit „konnten aber der Rhein und seine Zuflüsse nur leisten, wenn ihre ganzen Quellgebiete außerhalb des Gebirges in einem zum Gebirge verhältnismäßig höheren Niveau lagen als heute."[2])

Unter Zusammenfassung der verschiedenen Ansichten über die Entstehung des Rheinlaufes läßt sich folgendes sagen. Der Rhein hatte in jenen Abschnitten der paläo- und mesozoischen Periode, in welchen unser Gebiet nicht vom Meere bedeckt war, schon Vorläufer. Der Rheinstrom im heutigen Sinne bildete sich wohl seit der jungtertiären Epoche aus, indem der nördliche Abfluß des rheinischen Grabensees die allmähliche Hebung des Schiefergebirges durch Erosion überwand und von Süden her der Oberrhein nach seiner Abschnürung von der Rhone und der Donau sowie nach Durchbrechung des Juras in jenen See einmündete. In der Diluvialzeit mag der Rhein durch Eis- und Schottermassen, die sich bei Bingen anhäuften, wiederholt gestaut worden sein, aber zu einer dauernden Seebildung kam es nicht mehr.

3. Die Umbildung der Rheinebene in der Quartärzeit.

Mit der Erörterung der drei wichtigsten geologischen Streitfragen, welche bei der Vorderpfalz in Betracht kommen, sind wir der Darlegung des weiteren Ausbaues der Rheinebene in der Quartärzeit teilweise schon vorausgeeilt (vgl. Abschn. II, 1) und wollen nun zu diesem Punkte zurückkehren.

[1]) ebda., S. 215.
[2]) ebda., S. 220.

Zunächst sei erwähnt, daß während der Diluvialzeit die Senkung der Rheinebene jedenfalls fortdauerte. Schumacher[1]) vermutet, daß sich mit dem Fortschreiten der geologischen Forschung in verschiedenen Gegenden des Mainzer Beckens sichere Anzeichen für das Fortdauern der Abwärtsbewegung, das mit tiefer liegenden, in älteren Gesteinsschichten bereits vorhanden gewesenen Verwerfungsspalten zusammenhängt, ergeben werden. Ja er vermutet, wie auch verschiedene andere Geologen, aus den häufigen Erdbeben in der Rheinebene, daß diese Senkungsbewegung auch jetzt noch fortdauert; ist doch die Rheinebene ein „chronisches Schüttergebiet". Nur dürften diese Bewegungen der Erdrinde jetzt sehr unbedeutend sein[2]). — Es war aber die Quartärzeit vor allem die Zeit, welche dem Rheintal nach und nach seine heutige Gestaltung gab. Die Eiszeit mit ihren gewaltigen Gletschermassen, besonders in den Alpen, und ihren reichlichen Niederschlägen führte große Wassermassen, von deren Mächtigkeit man sich wohl nur schwer eine Vorstellung machen kann, herbei, welche umbildend und ausgestaltend auf die Rheinebene einwirkten. Die prädiluvialen Ablagerungen waren hauptsächlich mariner oder lacustrischer Natur; die jetzt eintretende Herrschaft der fließenden Gewässer brachte fluviale Ablagerungen. Mit dem Aufhören der Eiszeit nahm aber auch die Wassermenge ab; der Rhein gelangte allmählich in seine tiefste, die heutige Rinne und überflutete nur mehr das Alluvialland.

Die heutige Rheinebene ist über 300 km lang, durchschnittlich etwas über 30 km breit und hat einen Flächeninhalt von rund 10 000 qkm, wovon etwa 1500 qkm zur Pfalz gehören. Wenn wir diesen pfälzischen Anteil an der Ebene sowie seine südliche Fortsetzung im Elsaß, also die linke Seite des rheinischen Grabens betrachten, so sehen wir, daß sie streng genommen gar kein Flachboden, sondern eigentlich eine Terrassenlandschaft ist. Es lassen sich deutlich drei Stufen unterscheiden, wenn sie auch in der südlichen Hälfte der Vorderpfalz schärfer ausgebildet sind als in der nördlichen: die oberste oder Hügelstufe (Durchschnittshöhe der Erhebungen ca. 200 m), die mittlere oder eigentliche Rheinebene (Durchschnittshöhe ca. 150 m) und die unterste Stufe (Durchschnittshöhe ca. 100 m), das Gebiet unmittelbar am Strom selbst. Die Hügelstufe ist zum größten Teile aus Ablagerungen der tertiären Meeresbucht gebildet [oligozaene, miozaene (dabei Basalt als Eruptivgestein dieser Zeit), pliozaene (darunter Braunkohle)], enthält aber auch ältere Bildungen [paläozooische (Rotliegendes) und mesozoische (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Jura)]. Die genannten tertiären Bildungen hatten sich nach Ab-

---

1) Entstehung und Aufbau rc., S. 189.
2) ebda., S. 190.

bruch der großen Scholle auf dem Felsboden, der die Oberfläche der neuen Grabenversenkung bildete, und zwar besonders stark an dem Westrand abgelagert.

Ueber diese Ablagerungen stehender Gewässer flutete nun, wohl schon in der pliozaenen, sicher aber in der pleistozaenen Zeit der Rhein hin, wie wir kurz das fließende Gewässer bezeichnen wollen, aus dem sich der heutige Rheinstrom unmittelbar entwikkelte. Da die diluvialen Gewässer große Geschiebemassen (Gerölle, Sand, Schlamm) teils fernerer teils näherer Herkunft mitbrachten, so kam es zunächst zu keiner Vertiefung des Rheinbettes, sondern zu einer Ausfüllung der Becken der tertiären Reliktenseen, die wir wohl mit den meisten Geologen annehmen dürfen, und sodann zu jener Auffüllung des Grabenbodens überhaupt, der die zweite Terrasse, die eigentliche Rheinebenenstufe, ihre Entstehung verdankt. Weiterhin wechselte die erodierende mit der aufschüttenden Tätigkeit der Gewässer ab. Da nämlich die zweite Ebenenstufe selbst wieder in kleinere Unterterrassen zerfällt, also eine Terrassengruppe darstellt, so muß während der Diluvialzeit ein wiederholtes Auffüllen und Einschneiden durch den Strom bewerkstelligt worden sein, was mit dem mehrmaligen Vordringen und Zurückweichen der damaligen Vergletscherung vollkommen im Einklang steht. Jedoch schnitten die Gewässer „nach jeder Anhäufungsperiode ihr Bett tiefer ein, als sie es nachher wieder aufschütteten,“[1]) so daß also im ganzen die erodierende Tätigkeit größer war als die anhäufende und eine Tieferlegung des Rinnsales stattfand. Doch konnte bisher für die Rheinebene nicht eine drei- oder gar viermalige, sondern mit Sicherheit nur eine zweimalige Einwirkung der Eiszeit, also zwei Eiszeiten, nachgewiesen werden.[2]) Die zweite Stufe der Ebene ist also ihrer Entstehung nach eine Akkumulationsterrasse, gemäß ihrer weiteren Umbildung mehr Erosions- als Akkumulationsterrasse und wir haben somit in unserem Rheintal ein typisches Bild von Periodizität der Talbildung vor uns. Die abwechselnde Aufschüttung und Ausnagung der Ebene durch den Diluvialrhein hängt mit dem Vorstoßen und Zurückweichen der Gletscher in den eigentlichen Glazial- und den Interglazial-

[1]) Vgl. Penck, Ueber Periodizität der Talbildung, S. 45.

[2]) Zwei Eiszeiten hat J. Partsch (Die Eiszeit in den Gebirgen Europas zwischen dem nordischen und dem alpinen Eisgebiet, Geogr. Zeitschr., 10. Bd., 12. Heft; vgl. Peterm. Mitteilgn., 1906, 1. Heft, Lit.-Ber. S. 16) auch für die Tatra nachgewiesen, die allerdings nicht unter dem direkten Einfluß der alpinen Vergletscherung stand. Daß es sich bei den kleineren Terrassen der zweiten Stufe nur um Phasen ein und derselben Vereisung handelt, wie dies Partsch (a. a. O.) an den Moränenbildungen im Riesengebirge aufgezeigt hat, ist bei der unmittelbaren Abhängigkeit der Rheinebene von den damaligen alpinen Verhältnissen kaum anzunehmen.

epochen wohl insofern zusammen, als der Strom in den Glazialzeiten hauptsächlich infolge der starken Gletschererosion und der Zertrümmerung der Gesteine durch die Kälte große Geschiebemassen mit sich führte, welche zur Auffüllung dienten. Auch am Beginne der Interglazialzeiten wird noch viel Geröllmaterial, das von den zurückgehenden Gletschern liegen gelassen wurde, in den Stromlauf gelangt und in der Rheinebene abgelagert worden sein. Im weiteren Verlauf der Interglazialzeiten wurde dann die Geröllführung gering, womit die Erosionstätigkeit einsetzte. Der Unterschied in der Wassermenge dürfte zwischen den Glazial- und den beginnenden Interglazialzeiten gering gewesen sein; denn die Abnahme der Niederschläge wurde wohl durch die reichlicheren Schmelzwässer der Gletscher so ziemlich ausgeglichen. Erst im weiteren Verlauf der Interglazialzeiten nahm dann, wenn sich der Gletscherrückgang in der Hauptsache vollzogen hatte, der Wasserstand ab. Ob der viermaligen alpinen Glazialepoche auch eine viermalige Vergletscherung der Haardt entsprochen habe, ist mehr als zweifelhaft; sind ja, wie schon erwähnt, für die Pfalz nur die Wirkungen zweier alpiner Eiszeiten nachgewiesen worden. Die Lößbedeckung der Schotterterrassen bringt hier eine gewisse Unklarheit der Verhältnisse mit sich. Soweit aber die Haardt vergletschert war, trug dieser Umstand zur Erhöhung der Wirkungen der alpinen Vereisung bei. — Es sei hier auch auf die Bemerkung Hermann Wagners[1]) hingewiesen, daß man die oberrheinische Tiefebene nicht schlechthin als Rheintalung bezeichnen dürfe. Hinsichtlich der gegenwärtigen Verhältnisse darf man dies gewiß nicht tun, auch darum nicht, weil die Rheinebene ihrer Entstehung nach kein Erosionsgebilde des Rheines, sondern als Grabenversenkung eben tektonischen Ursprungs ist. Aber insofern hätte jene Bezeichnung doch eine gewisse Berechtigung, als der Diluvialrhein die Ebene ehedem bis zu den tertiären (und älteren) Randablagerungen hin erfüllte und ihr die heutige Oberflächengestaltung gab.

Auf der zweiten (mittleren) Stufe der Rheinebene lagert die Hauptmasse des Löß. Dieser Löß wurde von hier aus auch in den Westrich verfrachtet. Wenigstens betrachtet Leppla und mit ihm Bayberger die Lößablagerungen östlich des Lautertales sowohl auf dem dortigen Plateau als auch in den in diese Hochfläche eingerissenen Tälern (z. B. im oberen Alsenztale bei Enkenbach und Münchweiler, im oberen Hochspeyertale ꝛc.) als identisch mit dem Rheinlöß und nimmt an, daß diese Lößschichten durch den schon erwähnten Arm der alten durch das Schiefergebirge im Mainzer Becken gestauten Rheinströmung in der Pleistozaenzeit hierher gebracht wurden.

[1]) Lehrbuch der Geographie, 6. Aufl., I. Bd., S. 361.

Ein großer Wandel vollzog sich in der Diluvialzeit auch mit der Pflanzen- und Tierwelt der Rheinebene.[1]) Die ausgehende Tertiärzeit bedeutet jenen traurigen Wendepunkt, wo das zwischen den beiden großen europäischen Vereisungsgebieten gelegene Land, also etwa Mitteldeutschand mit der Rheinebene, anstelle der bisherigen subtropischen Klimaverhältnisse ungefähr auf das heutige Klima Spitzbergens heruntergedrückt wurde und infolge davon statt der subtropischen Flora und Fauna nur mehr eine kümmerliche Pflanzendecke und eine arktische Tierwelt erhalten konnte. Aber selbst damals waren die Verhältnisse der Rheinebene, wenigstens im Norden, noch verhältnismäßig günstig. „Der heute so überaus milde Südrand des Taunus war damals eine Art nordischer Riviera, an der sich Buche, Eiche, Ulme und Weide — sicher nur mit Mühe — erhielten."[2]) Der übrige Teil der Ebene mag in den Zeiten der größten Vereisung wie die anderen unvergletscherten Gebiete Mitteldeutschlands eine arktische Tundrenflora (die der Moor- und Flechtentundra) besessen haben, die zum Teil mit den Gletschern von Norden her eingewandert war und sich dann weiter ausbreitete, zum Teil „sich an Ort und Stelle aus den anpassungsfähigsten Gliedern der tertiären Flora gebildet hatte."[3]) Vielleicht auch hatte die immerhin etwas geschützte Rheinebene selbst in den Glazialzeiten subarktischen Steppencharakter (den der Gras- und Krautsteppen, sowie der Heiden mit Zwergsträuchern), letzteren sicherlich in den Interglazialzeiten, wobei die höheren Gebirgsregionen bewaldet waren. Von hier aus drangen dann die Wälder stellenweise auch in tiefer gelegene Gegenden vor und vermochten sich dort nach Hoops Anschauung auch während der letzten Vereisung zu behaupten. Zugleich versuchte die an das Mittelmeer zurückgedrängte alte Tertiärflora während der Interglazialzeiten wieder in ihre früheren Gebiete einzuwandern, besonders in die relativ milde Rheinebene, was auch sicherlich einigen Arten gelang. Ob dies freilich bei der Edelkastanie der Fall war, wie Francé meint, mag dahingestellt bleiben. Was wäre aber dann das Schicksal dieses weichen Baumes in einer folgenden Eiszeit gewesen? Von jener klimatischen und floristischen Depression hat sich Deutschland bis zum heutigen Tage nicht mehr erholt, und wenn unsere Pflanzen-

---

[1]) Vgl. hierüber besonders: J. Hoops, Waldbäume und Kulturpflanzen im germanischen Altertum, 1905. — W. Wenck, Deutschlands Pflanzenkleid in Vergangenheit und Gegenwart. Natur und Schule, IV. Bd., 9. Heft. — R. Francé, „Botanik". Umschau 1906, Nr. 1, S. 14 f. — Einzelnes auch bei Gümbel, Geologie v. Bayern, II. Band, und Schumacher, Entstehung und Aufbau der Rheinebene.

[2]) Francé, a. a. O., S. 14 f.

[3]) Hoops, a. a. O., S. 4.

decke heute ein nordischeres Gepräge trägt, als dies nach unseren geographischen Breiten der Fall sein sollte, so ist das eine Folge der Eiszeit.

In die Diluvialzeit fällt auch das erste Auftreten des Menschen[1]) in der Rheinebene. Schon im alten Löß finden sich seine Spuren. Er muß damals mit dem Renntier und Mammut, dem Wisent und Elch, dem Moschusochsen und wilden Pferd, dem Steinbock und Murmeltier zusammen gehaust haben, denn auch deren Reste wurden vorgefunden. Allenthalben hat der Lößboden, der als ehemaliger Steppenboden lange dem Vordringen des Waldes widerstand, gerade wegen seiner Waldarmut schon in den frühesten Zeiten, welche überhaupt in Betracht kommen können, Ansiedler angelockt, und so ist er tatsächlich der älteste Kulturboden Europas geworden.

4. Die Rheinebene in der Alluvialzeit.

Der letzte Rückgang der alpinen Vergletscherung leitet dann das Alluvium, die geologische Jetztzeit, ein, wo der kleiner gewordene Rheinstrom die unterste (dritte) Stufe der Ebene aufschüttete und in diese sein vielfach wechselndes Bett eingrub, aber auch dann noch bei seinen häufigen Ueberschwemmungen, namentlich im Frühjahr und Herbst, aufschüttend wirkte. In der letzteren Hinsicht bemerkt Schumacher: „7—8 m tief unter unseren Füßen liegt an der Stelle, wo sich jetzt das Münster Erwin von Steinbachs erhebt, die alte Oberfläche, auf welcher einst die Schritte der welterobernden römischen Cohorten erdröhnten." — In zahlreichen großen Windungen, die nicht selten ihre Lage veränderten, durchzog nunmehr der Rhein die Ebene. Die Ursache dieser Kurvenbildung liegt darin, daß der Strom bei Oppenheim auf Felsboden übergeht, welchen er nicht in gleicher Weise wie das vorherige Schwemmland zu erodieren vermag. Dadurch tritt eine Rückstauung ein und der Fluß war gezwungen, zur Ausgleichung der Gefälle sein Bett schlangenförmig zu gestalten. — Bereits Strabo hat sich mit den Rheinkrümmungen und ihrer Bedeutung für die Verlängerung des Stromlaufes befaßt, jedoch diese Verlängerung wie überhaupt die Stromentwicklung des Rheins unterschätzt, wenn er meint:[2])

[1]) Ueber die prähistorischen Funde vgl. Mehlis, Archäologische Karte der Rheinpfalz und der Nachbargebiete. Mit Text. Mitteilungen des historischen Vereins der Pfalz, 1884.

[2]) Strabonis Geographica, Curantibus C. Müllero et F. Dübnero. Parisiis MDCCCLIII. pag. 160, col. 27—35.

„Φησὶ δὲ τὸ μῆκος αὐτοῦ [sc. τοῦ Ῥήνου] σταδίων ἑξακισχιλίων Ἀσίνιος, οὐκ ἔστι δέ. ἀλλ' ἐπ' εὐθείας μὲν τοῦ ἡμίσους ὀλίγον ἂν ὑπερβάλλοι, τοῖς δὲ σκολιώμασι καὶ χίλιοι προστεθέντες ἱκανῶς ἂν ἔχοιεν · καὶ γὰρ ὀξύς ἐστι, διὰ τοῦτο δὲ καὶ δυσγεφύρωτος καὶ διὰ πεδίων ὕπτιος φέρεται τὸ λοιπόν, καταβὰς ἀπὸ τῷν ὀρῶν· πῶς οὖν οἷόν τε μένειν ὀξὺν καὶ βίαιον εἰ τῷ ὑπτιασμῷ προσδοίημεν καὶ σκολιότητας πολλὰς καὶ μακράς.“

Strabo nimmt also die ganze Lauflänge des Rheins zu etwa 700 km (1 Stadium = rund 180 m) an. Tatsächlich beträgt schon die Luftlinie von Reichenau (wo Vorder- und Hinterrhein sich vereinigen) bis zur Mündung in die Nordsee 700 km, die wirkliche Lauflänge 1162 km, die Strecke Basel-Bingen 361 km, vor der Korrektion 85 km mehr, in der Luftlinie ca. 250 km. Heute sind diese Stromwindungen durch zahlreiche Durchstiche in „Altrheine“ verwandelt, der Lauf ziemlich gerade gelegt und das angrenzende Land durch doppelte Eindeichungen vor Ueberschwemmungen geschützt.

Der Alluvialzeit gehören an besonderen geologischen Bildungen die Moore und Torfe der Vorderpfalz an. Sie sind versumpfte und verlandete Altrheine, welche der Strom zurückließ, als er sich von den Hochufern der Diluvialterrasse mehr und mehr zurückzog.[1]) Auf zwei Geschiebebestandteile, die der Rhein mit sich bringt, sei noch besonders hingewiesen, auf das Gold und die sog. Rheinkiesel. Das Gold wurde früher aus dem Rheinsand durch Waschen gewonnen und auch die „Rheindukaten“ daraus geprägt. Vielleicht deutet, wie dies im benachbarten Elsaß der Ortsname Goldscheuer tut — ein Dorf, welches wegen beständiger Bedrohung durch den Rhein verlassen und an geschützter Stelle wieder aufgebaut wurde — in der Pfalz der Forstgewannname „Goldgrund“, zwischen Neuburg und Maximiliansau, noch auf den alten Betrieb der Goldwäscherei hin. Die Rheinkiesel, welche im geschliffenen Zustande als Schmucksteine dienen, sind gerollte Bergkristalle.

Heute gibt der Rhein der pfälzischen Tiefebene und damit der Pfalz selbst ihren östlichen Abschluß, den einzigen natürlich-geographischen, den die Pfalz hat. Denn auf allen anderen Seiten geht sie unvermittelt (oro- und hydrographisch wie geologisch) in die Nachbargebiete über. Früher dagegen war der Rhein die geographische Achse, die Mittellinie der alten Kurpfalz.

Der Strom tritt bei 355 km Stromlänge in einer Meereshöhe von 103 m bei Neuburgweiher (badisch) unterhalb Lauterburg in

[1]) vgl. Schumacher, Entstehung und Aufbau, S. 308.

[2]) Das nachstehende Zahlenmaterial ist geschöpft aus den schon öfter genannten Werken von Honsell, Schumacher, Gümbel, Penck (Das Deutsche Reich) und aus W. Götz, Geographisch-historisches Handbuch von Bayern, II. Band.

die Pfalz ein und verläßt sie bei Roxheim oberhalb Worms in 86 m Seehöhe. Sein Gefälle beträgt also während des 85 km langen Laufes, wo er die Ostgrenze der Pfalz bildet, nur 17 m, seine mittlere Geschwindigkeit etwa 2 m in der Sekunde, sein mittlerer Wasserstand 4 m. Da seine künstliche normale Breite von Lauterburg bis zur Neckarmündung 240 m, von dort bis zur hessischen Grenze 300 m beträgt, so ist die durchschnittliche künstliche Breite in der Pfalz 270 m.

Zur Geradlegung des Stromlaufes wurden in der Pfalz (pfälzisch-badisch-hessischer Rheinanteil) folgende Durchstiche von 1817 bis 1866 bei den nachgenannten Orten ausgeführt: Neuburg (Länge der Stromkrümme 3927 m, des Durchstichs 906 m, Differenz 3021 m), Daxlanden (2250 m, 1650 m, 600 m), Pfortz (2700 m, 2100 m, 600 m), Knielingen (8820 m, 3300 m, 5520 m), Wörth (3000 m, 1500 m, 1500 m), Neupfotz (2400 m, 830 m, 1570 m), Linkenheim (2910 m, 2220 m, 690 m), Leimersheim (2310 m, 1410 m, 900 m), Germersheim (7860 m, 3090 m, 4770 m, Rheinsheim I (8460 m, 1500 m, 6960 m), Rheinsheim II (1860 m, 1200 m, 660 m), Mechtersheim (6840 m, 1800 m, 5040 m), Rheinhausen (7140 m, 1860 m, 5280 m), Angelhof (4380 m, 3000 m, 1380 m), Otterstadt (5400 m, 2850 m, 2550 m), Ketsch (8370 m, 1710 m, 6660 m), Altrip (1725 m, 795 m, 930 m), Friesenheim (7710 m, 4590 m, 3120 m). Durch diese Durchstiche wurde der frühere Reinlauf um rund 50 km gekürzt, so daß also der einstige Anteil der Pfalz an den Strom 135 km betrug. Infolge dieser großartigen Korrektion, welche stromauf- und -abwärts ihre Fortsetzungen hat, ist der Rhein der auf die größte Strecke hin „gebändigte" Strom Europas geworden. Ablagerungen können in der Rheinebene jetzt nur mehr wenig stattfinden; sie gehen vielmehr als Geschiebe weiter. Bei Kehl wälzt der Rhein jährlich 1 122 455 cbm Gerölle vorüber, bei Germersheim, nur 85 km abwärts, bereits 1 944 000 cbm; im ganzen transportiert er jährlich 2 750 000 cbm. (Ebenso führt der Rhein bei Basel in der Sekunde durchschnittlich 648 cbm, bei Speyer bereits 1168 cbm Wasser vorbei.) Die Vertiefung des Rheinbettes betrug bei Wörth a. Rh. in der kurzen Zeit von 1817—23 etwa 1,5 m. Doch ist die Vertiefung in den einzelnen Laufteilen verschieden, je nach dem Untergrund. Die künstlich geschaffenen Altrheine werden dasselbe Schicksal haben wie die von der Natur hervorgebrachten: sie werden versumpfen und verlanden.

Zur Veranschaulichung der wechselnden Wasserstände des Rheins seien die folgenden Daten nach Speyrer Pegelbeobachtungen 1887 mit 1906[1]) angeführt:

[1]) Nach dem amtl. Material des Kgl. Straßen- und Flußbauamtes in Speyer; die Beobachtungsreihe 1851—1886 findet sich bei Honsell, Der Rheinstrom.

Gemittelte Monatswasserstände
am Pegel Speyer
aus den Jahren 1887 mit 1906.

Januar			Februar			März			April			Mai			Juni		
m.	n.	h.	m.	n.	h.	m.	n.	h.	m.	n.	h.	m.	n.	h.	m.	n.	h.
303	236	433	308	239	408	340	262	460	391	339	475	436	384	521	483	430	547

Juli			August			September			Oktober			November			Dezember		
m.	n.	h.	m.	n.	h.	m.	n.	h.	m.	n.	h.	m.	n.	h.	m.	n.	h.
463	420	526	438	382	514	396	334	479	360	298	445	312	265	389	296	241	396

Durchschnittliche Höhe der Wasserstände
am Pegel Speyer
aus den Jahren 1887 mit 1906.

Wasserstände in den Winter- Monaten	Wasserstände in den Sommer- Monaten	Jahreswasserstände			Jährliche Anschwellung (Unterschied von Spalte 3 und 4)	Wasserstand höchster		Wasserstand niedrigst.		Größte Anschw.-Höhe (Untersch. v. Spalte 7 u. 9)
Oktober bis März	April bis Septbr.	höchste	niedrigste	gemittelte			Jahr und Mon.		Jahr und Mon.	
cm	cm	cm	cm	cm	cm	cm		cm		cm
320	435	663	209	378	454	826	13. III. 96	181	3.XI.06	645

Flächenzahlen für das Profil unterhalb Speyer
in 234,730 km Entfernung von der Baseler Brücke.

Bei Hochwasser (13. III. 1896)			Bei Mittelwasser Mittl. Jahreswasserst. v. 1887—1906=378			Bei Niederwasser (3. XI. 1906)		
Höhe des Wasserspiegels	Breite des Wasserspiegels	Fläche des Durchfluß-Querschn.	Höhe des Wasserspiegels	Breite des Wasserspiegels	Fläche des Durchfluß-Querschn.	Höhe des Wasserspiegels	Breite des Wasserspiegels	Fläche des Durchfluß-Querschn.
ü. d. Meer	m	qm	ü. d. Meer	m	qm	ü. d. Meer	m	qm
96,85	469	2368	92,37	265	793	90,40	220	303

Regelmäßige tägliche Beobachtungen werden an nachstehenden Pegeln in der Pfalz gemacht:

1. Neuburg, 2. Maximiliansau 3. Leimersheim
4. Sondernheim 5. Mechtersheim 6. Speyer
7. Altrip 8. Ludwigshafen 9. Frankenthal
10. Roxheim.

Ueber die Beobachtung der Anschwellungen des Rheins an den oben im Druck hervorgehobenen Pegelstationen gelten folgende Vorschriften:

Die Ablesungen und Notierungen sind dreimal des Tages vorzunehmen und zwar um 6 Uhr morgens, 12 Uhr mittags und 6 Uhr abends, wenn ein Steigen des Wasserstandes unter 550 cm Pegelstand erfolgt.

Wird dieser Pegelstand überschritten und dauert das Steigen an, so hat die Ablesung und Aufschreibung außerdem nachts um 12 Uhr, also viermal täglich zu erfolgen.

Wenn sich die Anschwellung ihrem höchsten Stand zu nähern scheint, jedenfalls aber, wenn bei steigendem Wasser der Pegelstand 750 cm erreicht ist, hat eine zwölfmalige Beobachtung und Notierung des Wasserstandes zu erfolgen und zwar zu allen Stunden des Tages und der Nacht mit geraden Zahlen.

Tritt, ohne daß der Wasserstand 750 cm erreicht wird, in der steigenden Bewegung eine Verzögerung oder ein annähernder Beharrungszustand ein, so ist die viermalige Beobachtung noch zwei Tage lang fortzusetzen, dann aber wieder die dreimalige Beobachtung vorzunehmen bis der Rhein wieder auf 550 cm Pegelstand zurückgegangen ist.

Mit jedem rascheren Steigen hat die viermalige Beobachtung sofort wieder zu beginnen.

Nach Eintritt des Höchststandes ist noch so lange täglich zwölfmal zu beobachten bis ein entschiedenes Fallen bemerkbar wird.

Hatte der Höchstand den Stand von 750 cm überschritten, so ist die zwölfmalige Beobachtung so lange fortzusetzen, bis das Wasser wieder auf jenen Stand zurückgegangen ist, mindestens aber noch 48 Stunden vom Beginn des Fallens an. Hierauf ist noch viermal täglich zu beobachten, bis das Wasser in rascherem Fallen wieder auf 550 cm Pegelstand zurückgegangen ist. Bei sehr langsamem Zurückgehen des Wassers genügt die dreimalige Beobachtung.

Außer dem gewöhnlichen Pegel sind zu Speyer noch ein selbstregistrierender Luftdruckpegel und zu Frankenthal ein selbstregistrierender Schwimmerpegel aufgestellt.

Rheinhäfen sind in Germersheim, Speyer und Ludwigshafen; feste Rheinübergänge bei Germersheim und Ludwigshafen; Schiffsbrücken, die auch für Eisenbahnen fahrbar sind, in Maximiliansau und Speyer. —

Haben uns die Erörterungen über den Rheinstrom bis in die neueste Zeit heraufgeführt, so wollen wir nunmehr zur Betrachtung der Entwicklung der Pflanzen- und Tierwelt[1]) in der Rheinebene wieder an den Beginn der Alluvialperiode zurückkehren.

Zwar hatte die Eiszeit in der Rheinebene, wie überhaupt in Deutschland, ein für die Ansiedelung von Pflanzen und damit auch von Tieren geeignetes Neuland geschaffen; aber die klimatischen, stellenweise auch die lokalen Verhältnisse waren zunächst nur der Bildung von Steppen, also der Bevölkerung des Bodens mit Steppenpflanzen und -Tieren, günstig. Solche Steppenlandschaften finden sich heute besonders in Südrußland, Sibirien und Hochasien. (Ein interessanter Rest deutscher Steppenlandschaft hat sich bis in unsere Tage in dem Kulmer Land im südlichen deutschen Weichselgebiet erhalten. Diese Gegend ist als der trockenste Landstrich Deutschlands bekannt. J. B. Scholz[2]) beschreibt diese letzte deutsche Steppe in überaus anziehender, auch für den Geographen interessanter Weise.) In der Rheinebene und ihren Randgebirgen scheinen sich die in der Eiszeit eingewanderten Tiergattungen noch lange erhalten zu haben. Das Renntier kam dort wahrscheinlich noch zu Cäsars Zeiten heimisch vor und der letzte Steinbock soll in den Vogesen im Jahre 1798 am Wurzelstein (bei Münster) erlegt worden sein.[3])

Aber auf die Dauer konnte sich die Steppenformation nicht behaupten. Denn es trat ozeanisches Klima ein. Wo die lokalen Verhältnisse der Bewaldung besonders günstig waren, mögen schon während oder doch unmittelbar nach der Eiszeit kleine Waldgebiete entstanden sein. Diese Wälder, in denen allmählich die Eiche der herrschende Baum wurde, griffen mehr und mehr um sich und auch die Rheinebene bot teilweise jenen Anblick dar, den Deutschland überhaupt den Römern gewährte und den ihre Schriftsteller uns so drastisch schildern: sie wurde stellenweise ein Gebiet der Wälder und der Sümpfe. Später wanderte dann von Norden her die Buche ein und verdrängte im Verein mit dem Nadelholz die Eiche von dem weniger ergiebig gewordenen Boden. „So geht ein leises Fließen auch durch das unveränderlich Scheinende in der Natur — nichts hat ewigen Bestand. . . . Die Flora wechselt un-

[1]) Vgl. die Quellenangabe S. 40.

[2]) J. B. Scholz: Die Pflanzengenossenschaften Westpreußens. Schriften der naturforschenden Gesellschaft in Danzig 1905, S. 49—302.

[3]) Schumacher, Rheinebene, S. 204.

unterbrochen im Laufe des Naturlebens, für das tausend Jahre ein Augenblick zu sein scheinen und eine Erdkatastrophe nicht wichtiger als für uns ein Atemzug."[1]) Aber auch der Mensch griff in den Verlauf der Naturentwicklung ein, rodete Wälder, trocknete Sümpfe und schuf dadurch ertragsfähiges Nutzland.

Und so liegt heute die Vorderpfalz als einer der schönsten Teile der Rheinebene in günstigem und anmutigem Wechsel von Reben- und Ackergrund, von Wiesen- und Waldboden vor dem Beschauer ausgebreitet da. Aber nicht nur Land- und Forstwirtschaft gedeihen hier; auch Gewerbefleiß, Handel und Landverkehr stehen in erfreulicher Blüte und der Rhein bietet einen der besten natürlichen Großschiffahrtswege Deutschlands dar.

Literaturverzeichnis.

1. August Becker, Die Pfalz und die Pfälzer.
2. Friedrich Blaul, Träume und Schäume vom Rhein. In Reisebildern aus der Rheinpfalz. 2. Aufl.
3. W. H. Riehl, Die Pfälzer. Ein rheinisches Volksbild.
4. Koch-Wille, Regesten der Pfalzgrafen am Rhein 1214—1400.
5. Gümbel, Geologie von Bayern, 2. Bd.
6. Bavaria, 4. Bd., 2. Hälfte, besonders der Abschnitt: Geognostische Verhältnisse, von Gümbel.
7. Geologische Karte von Bayern. Die Blätter Speyer und Zweibrücken. Mit Text.
8. Haushofer, Ideale geologische Landschaftsbilder. Mit Text.
9. Leppla, Ueber den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Westriches. Jahrbuch der Kgl. Preuß. geologischen Landesanstalt und Bergakademie Berlin für das Jahr 1892.
10. Lepsius, Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge.
11. Lepsius, Geologie von Deutschland.
12. Küster, Die deutschen Buntsandsteingebiete. Ihre Oberflächengestaltung und anthropogeographischen Verhältnisse.
13. Penck, Physikalische Skizze von Mitteleuropa. Unser Wissen von der Erde, 2. Bd.
14. Penck, Das deutsche Reich. Ebda.
15. Penck, Ueber Periodizität der Talbildung. Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. 11. Bd. 1884.
16. Penck-Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Im Erscheinen begriffen.
17. Honsell, Der Rheinstrom und seine wichtigsten Nebenflüsse.
18. Schumacher, Die Bildung und der Aufbau des oberrheinischen Tieflandes. Mitteilungen der Kommission für die geologische Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen. 2. Bd. 1889—90.
19. Thürach, Ueber die moränenartigen Ablagerungen bei Klingenmünster in der Rheinpfalz. Mitteilungen der Großh. Badischen geologischen Landesanstalt. 3. Bd.

[1] Francé, a. a. O., S. 15.

20. Geistbeck, Die bayerische Pfalz. Ein geographisches Charakterbild. Aus Hettners geographischer Zeitschrift abgedruckt in Seiberts Zeitschrift für Schulgeographie. 17. Jahrg. 1896.
21. Bayberger, Geographische Studien über das nordwestpfälzische Lautertal.
22. Götz, Geographisch-historisches Handbuch von Bayern. 2. Bd.
23. Strabo, Geographica. W. C. Muellerus et F. Duebnerus.
24. Hoops, Waldbäume und Kulturpflanzen im germanischen Altertum.
25. Hausrath, Zum Verdringen der Kiefer und Rückgang der Eiche in den Waldungen der Rheinebene. Verhandlungen des naturwissenschaftlichen Vereins in Karlsruhe. 13. Bd. 1895—1900.
26. Wenck, Deutschlands Pflanzenkleid in Vergangenheit und Gegenwart. Natur und Schule, Jahrg. 1905.
27. Mehlis, Archäologische Karte der Rheinpfalz und der Nachbargebiete. Mit Text. Mitteilungen des historischen Vereins der Pfalz 1884.

Kleinere Zeitschriftenliteratur und nur gelegentlich benützte Werke sind an den betreffenden Stellen zitiert.

Inhalt: